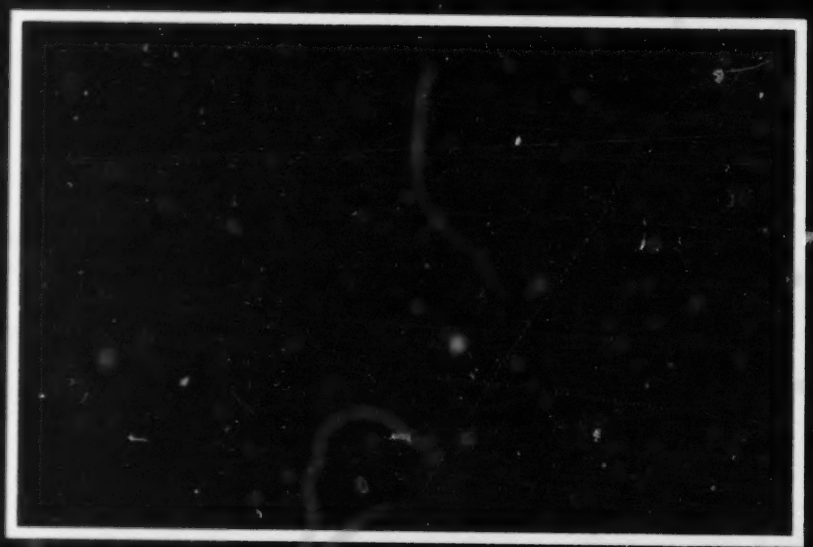
Géologie des Monts Stoke

Par
H.S. de Romer



MM 85-03 1985

87-04308/

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

Géologie des Monts Stoke

Par
H.S. de Römer

MM 85-03 **1985**

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 82-05-15
Accepté pour publication le 85-02-25

Lecteur critique
J. Brun

Éditeur
Géo-textes

Préparé par le Service de la Géoinformation, DGEGM

Dépôt légal - 1er trimestre 1986
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-550-11871-5

©Gouvernement du Québec, 1986

Table des matières

Page

RÉSUMÉ 1

GÉNÉRALITÉS 3

Localisation 3
Accès et ressources 3
Méthode de travail 4
Remerciements 4
Travaux antérieurs 4
Géomorphologie 6

GÉOLOGIE GÉNÉRALE 9

Formation d'Ascot-Weedon 11
Distribution 11
Lithologie 11
Pétrographie 11
Tuf felsique avec dacites et rhyolites porphyriques 11
Rhyolite porphyrique, tufs et brèches rhyolitiques 13
Laves et tufs mafiques et intermédiaires; brèches mafiques 14
Complexe non différencié de roches vertes et de tufs granitisés 16
Structure 16
Clivages et fractures 16
Failles 17
Plis 18
Altération et métamorphisme 18
Lithogéochimie 19
Origine et mise en place 21
Contexte tectonique 23
Âge et corrélation 23
Travaux futurs 23
Granodiorite et granophyre 24
Chimisme et milieu tectonique 26
Formation de Saint-Victor 27
Groupe de Saint-François 30
Lithologie 30
Formation de Lambton 30
Lithologie 30
Formation d'Ayer's Cliff 40
Formation de Compton 41
Structure 42

SOMMAIRE DES ÉVÉNEMENTS 45

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 47
Minéralisation 47
Hématite 47
Sulfures 48
Or 48
Roches calcaires 48
Sable et gravier 49
Géochimie des sédiments de ruisseau 49

RÉFÉRENCES 55

CARTES GÉOLOGIQUES

1 - Carte n° 2011-A, feuille Dudswell 21 E/12 ..... hors texte
2 - Carte n° 2011-B, feuilles Scotstown 21 E/11 et Dudswell 21 E/12 ..... hors texte

RÉSUMÉ

La région étudiée, celle des monts Stoke, est située dans les Cantons de l'Est, à quelque 40 km au NE de la ville de Sherbrooke. Les monts Stoke constituent un imposant relief structural, qui fait partie de l'orogène appalachien; le sommet le plus élevé est le mont Chapman (655 m). Les unités lithologiques, toutes d'âge paléozoïque, comprennent en ordre stratigraphique ascendant: la Formation d'Ascot-Weedon, le Groupe de Magog et le Groupe de Saint-François.

La Formation d'Ascot-Weedon forme l'essentiel des monts Stoke proprement dits. Elle comprend des unités métavolcaniques et pyroclastiques d'âge ordovicien inférieur à moyen, intensément plissées. Une masse de granodiorite et de granophyre, déformée et recristallisée, est intrusive dans l'assemblage volcanique. Au point de vue tectonique, la bande d'Ascot-Weedon est un allochtone charrié sur les assises inférieures (Formation de Lambton) du Groupe de Saint-François. Le Groupe de Magog, d'âge ordovicien moyen à supérieur, est représenté par son membre supérieur, la Formation de Saint-Victor. Cette dernière est un assemblage typique de flysch. Les roches du Magog occupent le coeur du synclinorium de Saint-Victor. Le Groupe de Saint-François, d'âge siluro-dévonien, comprend trois formations: celle de Lambton (grès, conglomérats à blocs, calcaires et dolomies), celle d'Ayer's Cliff (calcaires silteux) et celle de Compton (siltstones et grès).

Au point de vue économique, la région recèle d'importantes réserves de roches calcaires dans la localité de Lime Ridge. La compagnie Domlim inc. y exploite deux carrières pour la production de chaux et de pierre concassée. En ce qui concerne les métaux, des amas de spécularite et d'hématite-jaspe, associés à des bandes de basalte, ont été repérés à une douzaine d'endroits. Quant aux sulfures, en dépit d'un contexte géologique favorable, les monts Stoke ne révèlent pas, du moins en surface, des teneurs intéressantes. Seul un site modeste a été quelque peu exploité dans le passé. En ce qui a trait à l'or, la région est bien connue depuis 1851, pour ses placers. Aucun site n'est toutefois exploité de façon industrielle. Finalement, la région recèle d'épais dépôts de sable et gravier fluvioglaciaires et deltaïques, qui constituent une réserve considérable de granulats.

Généralités

Les monts Stoke forment un imposant relief structural dans la partie méridionale du Québec. Faisant partie des Hautes-Terres des Appalaches, ils ont fait l'objet de recherches et d'explorations depuis plus de cent ans. Nous espérons que les nouvelles informations lithologiques et tectoniques présentées ici contribueront à éveiller l'intérêt du géologue et du prospecteur sur cette partie de l'Estrie. Il est même probable qu'une reprise de l'exploration dans cette région favorable aboutisse à la localisation de sites intéressants. Il nous semble aussi que ce levé géologique, si modeste qu'il soit, contribuera à comprendre davantage l'orogène appalachien dans cette partie du Québec.

Localisation

La région cartographiée se situe directement à l'est de Montréal et à environ 40 km au NE de Sherbrooke (figure 1). Elle couvre les cantons de Stoke, Westbury, Dudswell et Weedon; elle se présente en forme de rectangles décalés et orientés E-W, représentant ainsi les aires étudiées en 1980-1981-1982. La région couvre une superficie totale d'environ 400 km^2; elle est divisée en secteurs dont les longitudes et latitudes, du sud au nord, sont les suivantes: 71°36' - 71°50' et 45°30' - 45°33'45"; 71°36' - 71°49' et 45°33'45" - 45°37'; 71°30' - 71°43' et 45°37' - 45°39'30". À ce dernier secteur se joint vers l'est une région comprise entre les longitudes 71°25' et 71°30', et les latitudes 45°35' et 45°39'30".

La région fait partie des feuilles 21 E/12 (Dudswell) et 21 E/11 (Scotstown) du système national de référence cartographique (SNRC) à 1:50 000. Elle se situe au nord des régions de Beauvoir et d'Ascot Corner, cartographiées par Lamarche (1967), et immédiatement à l'ouest et au SW du secteur de Gould (Duquette, 1960b).

Accès et ressources

La route 112, qui relie Sherbrooke à Thetford-Mines via Weedon, traverse en diagonale la partie

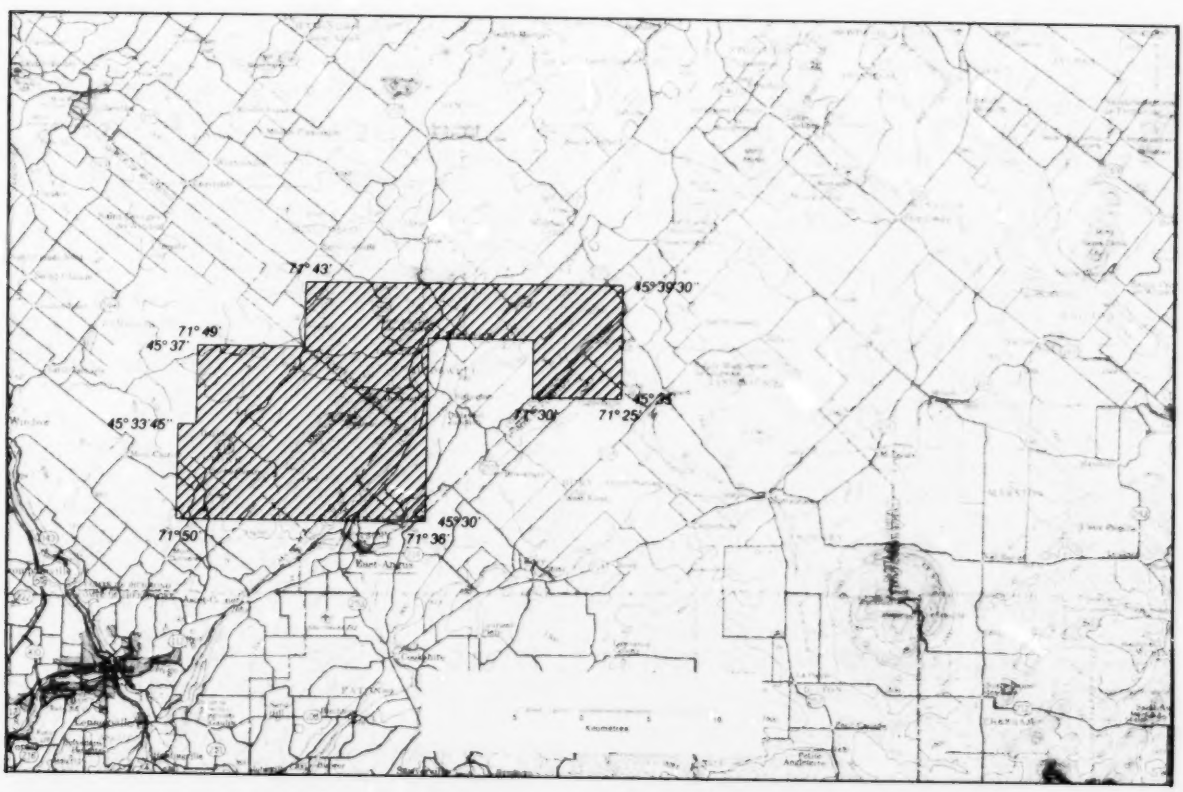


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

centrale de la région. Le secteur ouest est desservi par la route 216, en partie asphaltée, entre Sherbrooke, Stoke et Saint-Camille; la route 255 rattache Saint-Adolphe-de-Dudswell à Saint-Camille. En plus, un réseau de chemins non asphaltés, mais bien entretenus, donnent accès à la majeure partie du territoire.

Les principales municipalités de la région sont Stoke et Saint-Adolphe-de-Dudswell, dont Marbleton fait partie. Ce dernier village et la Corporation municipale du canton de Dudswell, compte près de 1 200 âmes. Environ 10% de la population s'occupe d'élevage de bovins. La compagnie Domlim inc., qui gère une carrière importante de granulats et de chaux à Lime Ridge, emploie 75 personnes. Les industries du transport et de petites entreprises familiales sont les autres employeurs principaux. Une population agricole peu nombreuse s'occupe d'élevage de bovins et de porcs aux environs de Stoke. Dans cette même localité, quelques dépôts de sable et de gravier sont sporadiquement exploités pour les besoins locaux. Certains secteurs, comme les alentours du lac d'Argent, circonscrivent de grandes érablières, tandis que d'autres, plus montagneux et presque entièrement boisés, sont le site de vastes coupes de bois. Le charme des lacs Stoke, Miroir et d'Argent attire pendant la saison estivale un nombre impressionnant de villégiateurs, majoritairement sherbrookois. Des sentiers bien balisés, notamment celui qui conduit au sommet du mont Chapman (655 m), sont utilisés presque quotidiennement par les touristes, aussi bien en été pour la marche, qu'en hiver comme piste de motoneige. Un autre sentier, attrayant et pratique, longe le flanc NW des monts Stoke.

Méthode de travail

La cartographie géologique fut effectuée durant les étés 1980, 1981 et 1982. Une carte topographique à 1:10 000 (1961) et la compilation géologique à deux milles au pouce (1:126 720) de H.C. Cooke servirent de base à nos travaux. Nous avons systématiquement parcouru le terrain avec la boussole et le podomètre. Les intervalles des cheminements étaient de 200 à 300 m, surtout dans les secteurs élevés et boisés des monts Stoke. De récentes photographies aériennes d'excellente qualité, à 1:10 000, 1:15 000 et à 1:20 000, furent utilisées pour fins de contrôle géologique et de localisation sur le terrain.

Remerciements

La cartographie géologique de ce projet fut effectuée sous les auspices du ministère de l'Énergie et des Ressources. L'auteur tient donc à témoigner sa gratitude au Dr J.-L. Caty, directeur de la Direction de la recherche géologique et au géologue résident de l'époque, le Dr R. Lamarche, pour avoir encouragé le projet, ainsi que pour avoir autorisé la préparation d'analyses chimiques et de lames minces.

L'auteur est très reconnaissant à M. Lamarche pour ses fréquentes visites sur le terrain et ses bons conseils. Les discussions sur le terrain avec le professeur P. St-Julien du Département de géologie de l'Université Laval, ont aussi beaucoup contribué à éclaircir la stratigraphie et la tectonique compliquées de ce coin de pays.

Nous tenons à remercier vivement le professeur L. Gélinas, de l'École polytechnique de Montréal, pour avoir préparé par ordinateur les diagrammes AFM.

Enfin, qu'il nous soit permis d'exprimer notre vive reconnaissance aux assistants pour leur motivation et leurs services désintéressés au cours des étés de 1980, 1981 et 1982. Sans leur collaboration et leur enthousiasme, la réalisation de cette étude n'aurait pas été possible. Ces étudiants dévoués étaient: en 1980, J. Elder, N. Hart et M. Audet-Lapointe; en 1981, A. Gauthier, R. Leduc et M. Guay-Leblanc; et T. Skulski, A. Gauthier et L. Gagnon, en 1982.

Travaux antérieurs

De nombreux géologues ont effectué dans les monts Stoke des recherches générales ou plus ou moins spécialisées, et des levés géologiques systématiques. Notre bref résumé de leurs activités se limitera surtout à exposer les points saillants de leurs contributions en ce qui a trait à notre région en particulier.

Logan (1863) et son successeur, Selwyn (1882), ont été les premiers à décrire la géologie de l'Estrie. Tout comme Selwyn, Ells (1886) assigna un âge précambrien aux roches des monts Stoke proprement dits. Il fit une étude sommaire de cette chaîne et conclut que les monts Stoke formaient un anticlinal majeur.

Les travaux de Chalmers (1897) et Obalski (1908) ont porté surtout sur les dépôts meubles de la région, en vue de localiser les concentrations aurifères rapportées déjà depuis 1891.

Selon Dresser (1902) et Bancroft (1915), les monts Stoke comprennent surtout des roches métamorphiques d'origine volcanique. Ces auteurs maintiennent que celles-ci renferment des gîtes cuprifères importants et dignes d'attention.

McGerrigle (1936) décrit brièvement la lithologie des monts Stoke au NW d'East Angus. Sa carte (1:126 720) et ses esquisses détaillées concernent surtout les travaux d'exploration pour l'or découvert dans plusieurs ruisseaux transversaux qui drainent le flanc SE des monts Stoke.

Laverdière (1936) a décrit la géologie aux environs de Marbleton et de Saint-Adolphe-de-Dudswell. Il

constata que les roches ignées rencontrées dans les «collines de Stoke» sont plus anciennes (Précambrien) que les formations sédimentaires des environs. Sa carte (1:63 360) et son rapport donnent un aperçu régional de la distribution des roches et de leur structure dans la région.

On peut affirmer que la carte de compilation (1:126 720) et le rapport de Cooke (1950) sur la géologie du SW québécois servirent de base pour tous les travaux subséquents entrepris dans l'Estrie. Cet auteur maintient que les monts Stoke consistent principalement en rhyolite massive, en agglomérats rhyolitiques et en tufs («schistes de Weedon»), flanqués à l'ouest de roches détritiques, le tout faisant partie de la Formation de Sherbrooke, d'âge silurien. Selon Cooke, les schistes de Weedon sont charriés sur les roches du lac Aylmer (Dévonien) le long de la faille de Weedon. À leur tour, celles-ci sont surmontées, en contact de faille, par les calcaires du Saint-François.

Cady (1960, 1967, 1969) compile les résultats des travaux antérieurs et ajoute ses propres relevés dans une synthèse géologique du Vermont. Il en conclut que l'anticlinal des monts Stoke, comme l'avait d'abord proposé Ells (1886), est en continuité structurale avec celui des monts Lowell au Vermont, le tout faisant partie d'un vaste orthogéosynclinal paléozoïque. Selon Cady, l'anticlinal des monts Stoke comprend des unités d'âge cambrien-ordovicien recouvertes par des roches miogéosynclinales du Paléozoïque moyen, et dont la structure majeure est compliquée par des plis longitudinaux antécédents.

Encouragé par le potentiel économique des monts Stoke, le service des Gîtes minéraux du ministère des Mines du Québec lancait, en 1958, une série de projets de cartographie détaillée visant à exploiter cette ceinture cuprifère de l'Estrie. Le présent rapport fait partie de cette étude systématique continuée par le ministère de l'Énergie et des Ressources.

Duquette (1960a, 1960b, 1961a, 1961b), le premier géologue à cartographier systématiquement les monts Stoke, effectue un levé détaillé du secteur des lacs Aylmer et Louise (Weedon), immédiatement au NE de notre région. Il établit définitivement l'équivalence, tant lithologique que structurale, entre les schistes de Weedon et les roches métavolcaniques des monts Stoke proprement dits. Selon Duquette, les schistes font partie (avec les roches sous-jacentes de la Formation de Disraëli) du Groupe de Québec, d'âge ordovicien.

Baer (1961) présente un étude préliminaire portant sur la structure des monts Stoke au SW de Sherbrooke.

St-Julien (1963a, 1963b) définit la distribution, les relations stratigraphiques et les positions tectoniques de plusieurs groupes et formations dans la région de Saint-Élie d'Orford et de Sherbrooke. Il produit avec Lamarche (1965) une synthèse de la géologie locale et régionale dans les environs de cette ville. Ces auteurs démontrent la présence d'une schistosité ancienne dans le conglomérat à la base du Magog, et prouvent ainsi qu'une déformation pré-Normanskill a eu lieu dans ce secteur des Appalaches.

Poursuivant ses recherches dans la région de Beauvoir et celle d'Ascot Corner, Lamarche (1967; *et al.*, 1969) se concentre surtout sur la lithologie et la structure de la Formation d'Ascot, qui forme l'unité principale des monts Stoke. Il trouve des fragments arrondis de granite à albite dans les conglomérats de la Formation de Sherbrooke (Ordovicien supérieur); ainsi, il démontre que les monts Stoke renferment des granites de générations différentes.

Les traits tectoniques et stratigraphiques des monts Stoke deviennent plus clairs à la suite des travaux de cartographie de St-Julien (1970b) dans la région du lac Saint-François. Une carte de compilation à 1:50 000 de la région d'Orford—Sherbrooke, éditée par St-Julien (1970a), résulte de cette étude et des travaux antérieurs.

Lamarche (1972) et St-Julien (1972a) définissent les trois unités tectoniques principales de ce secteur de l'Estrie, à savoir: la chaîne des monts Stoke, caractérisée principalement par la Formation d'Ascot (Ordovicien inférieur à moyen); le synclinorium de Saint-Victor (St-Julien, 1963b) formé en majeure partie par le Groupe de Magog (Ordovicien moyen à supérieur); et le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, représenté par le Groupe de Saint-François (silurodévonien). Ces auteurs démontrent que la Formation d'Ascot est composée surtout de roches métavolcaniques ayant subi les effets de trois déformations distinctes.

Les résultats rapportés par St-Julien dans la région du lac Saint-François (1970b) donnent un essor à l'interprétation de la tectonique des monts Stoke et des secteurs environnants. Cet auteur confirme, en partie du moins, et clarifie les données obtenues par Duquette (1961a) dans la région du lac Aylmer; il établit une séquence stratigraphique qui servira de base pour les travaux subséquents.

En 1974, le ministère des Richesses Naturelles, conjointement avec le Bureau des recherches géologiques et minières (France), publie une étude sur la pétrographie et la géochimie des formations volcanogènes minéralisées. Entre autres, la Formation de Weedon, dans la partie nord des monts Stoke, y est analysée. Selon le rapport, les schistes de Weedon montrent une large dispersion de composition, ce qui les situe entre la tendance tholéiitique et l'affinité calco-alcaline (Alsac *et al.*, 1974).

En 1975, St-Julien et Hubert publient leur étude sur l'évolution de l'orogenèse taconique. Cette syn-

thèse, qui concerne notamment la région des monts Stoke, trace les grandes lignes de la stratigraphie et de la tectonique des Appalaches québécoises. Les auteurs considèrent les monts Stoke comme un centre de volcanisme, dont l'activité commença à l'Ordovicien inférieur. Dans le contexte de la tectonique des plaques, et basé sur les conceptions de Bird et Dewey (1970), cet article introduit pour la première fois, entre autres, la zone de mélange (Formation de Saint-Daniel) comme unité importante des Appalaches québécoises. En effet, selon ces auteurs, une masse impressionnante de matériel volcanogénique repose en concordance sur une vaste zone de mélange qui couvre la croûte océanique du domaine interne de l'orogène. L'anticlinorium des monts Stoke et sa base sous-jacente de mélange font partie d'une nappe transportée vers le NW, le long de failles de chevauchement, lors des convulsions tardives de l'orogenèse taconique.

Robinson et Fyson (1976) entreprennent une analyse détaillée des structures mineures au SW de Sherbrooke. Ils signalent que les méthodes de datation des déformations de l'orogène appalachien, au moins dans cette partie des monts Stoke, restent incertaines.

La cartographie à 1:12 000 dans la région du lac Massawippi et de la baie Fitch par de Römer (1975, 1976, 1980), donne un aperçu de la distribution et des relations stratigraphiques des unités cambro-ordoviciennes à l'est du lac Memphrémagog.

À la suite d'une étude entreprise en 1973, Harron publie, en 1976, un rapport sur la métallogénèse des gîtes de sulfures dans l'Estrie. Sa carte (1:250 000), qui inclut notre région, couvre une superficie de 2 500 km^2 et indique la localisation et les types de gîtes. L'auteur mentionne que les monts Stoke (Bande de Serpentine «B») représentent un klippe charrié sur les roches des synclinoriums de Saint-Victor et de Connecticut Valley-Gaspé. Nos résultats indiquent également que les deux masses séparées de roches volcaniques, qui font partie des monts Stoke, sont en effet des lambeaux d'une nappe taconique reposant sur les assises du Groupe de Magog. Il est même probable qu'une réactivation tardive (orogenèse acadienne) des mouvements de charriage transposa ensuite les masses d'Ascot-Weedon sur les assises inférieures du Groupe de Saint-François.

Sur sa carte de compilation (1978) qui montre la distribution et la tectonique des litho-faciès de l'orogène appalachien, Williams (1979) place l'anticlinorium des monts Stoke entre le synclinorium de Saint-Victor (St-Julien, 1963b) et celui de Connecticut Valley-Gaspé. Les roches volcaniques et les sédiments adjacents des monts Stoke, qui représentent un assemblage accumulé en arc insulaire, font partie de la Zone de Dunnage. Celle-ci demeure le vestige d'un ancien domaine océanique.

Poole (1980) examine les masses granitiques au NE de Sherbrooke. Ses conclusions sur l'âge de l'intrusion, basées sur la détermination isotopique Rb-Sr, indiquent qu'un ancien granite fut métasomatisé et homogénéisé pendant le Dévonien. Selon l'auteur, l'âge de mise en place de l'intrusif reste incertain.

Hynes (1980), après une étude sommaire de certains éléments des roches volcaniques d'Ascot de la région de Weedon, confirme que la distribution des éléments présents est considérablement modifiée par les altérations métasomatiques. Selon l'auteur, le degré de variation des concentrations en Ti, Y et Zr est attribuable au passage de fluides riches en CO_2.

La cartographie (1:12 000) des monts Stoke par de Römer (1981) au nord de la région de Beauvoir—Ascot-Corner (Lamarche, 1967), révèle le degré de complexité, tant lithologique que structurale, de cette chaîne. Selon cet auteur, le type lithologique dominant des monts Stoke consiste en volcanoclastites felsiques. L'étude démontre que la chaîne représente un vaste empilement volcanique d'origine pyroclastique, éjecté et accumulé in situ ou à proximité de la source, et dont la mise en place fut faite en grande partie par dépôts laminaires.

Le travail de Doolan (1982) donne un bon aperçu des relations tectono-stratigraphiques entre les Appalaches du Vermont et celles du SW québécois, y compris les monts Stoke.

À partir des interprétations d'un relevé séismique traversant les Appalaches au sud de la rivière Chaudière, St-Julien *et al.* (1983) présente un bref résumé sur l'évolution de l'orogenèse taconique au Québec. Récapitulant les résultats d'études précédentes (Williams *et al.*, 1972; *et al.*, 1974, 1978, 1979; St-Julien et Hubert, 1975), les auteurs réitèrent, entre autres, que le complexe des monts Stoke fait partie du domaine océanique (Zone de Dunnage). Une faille de chevauchement majeure (Guadeloupe) le sépare des séquences turbiditiques siluro-dévoniennes au-dessus. Les auteurs maintiennent que la mise en place des nappes a eu lieu pendant l'Ordovicien moyen et que des déformations importantes, y compris des failles de chevauchement, ont bouleversé les assises siluro-dévoniennes pendant l'orogenèse acadienne.

Géomorphologie

La région fait partie des Hautes-Terres des Appalaches. Elle est dominée par les monts Stoke, dont le point culminant, et en même temps le plus connu et le plus visité, est le mont Chapman (655 m). La chaîne, qui traverse la région diagonalement du SW au NE, est bordée de secteurs plats. Les monts Stoke, qui prennent leur essor graduel aux environs du lac Saint-François, passent immédiatement au SE de Sherbrooke et continuent vers le lac Massawippi et

la baie Fitch, où ils sont connus sous le nom de «la colline Bunker». Ce relief se prolonge au Vermont, où il donne les montagnes de Lowell, Worchester et Northfield.

D'une longueur totale de quelque 120 km et d'une largeur de 2 à 6 km, les monts Stoke présentent dans la région étudiée un profil transversal assez symétrique. Le côté SE, interrompu de longues vallées transversales, offre l'aspect de sommets arrondis; le flanc NW est plus abrupt et moins découpé. De ce côté, la série de collines affiche une élévation remarquablement uniforme, d'une moyenne de 625 m.

Les grands ensembles géomorphologiques de la région reflètent fidèlement les unités géologiques. Alors que les monts Stoke proprement dits consistent presque entièrement en un socle rocheux couvert d'une forêt dense de feuillus, les plaines qui les bordent sont pratiquement dépourvues d'affleurements. Ainsi, la vallée située entre Stoke et le flanc NE de la chaîne, d'une largeur moyenne de 2 km, est comblée de dépôts fluvioglaciaires, épais de plusieurs dizaines de mètres. Immédiatement au sud du lac Miroir, une série de collines qui fait partie des monts Stoke, se terminent en pente raide et nette. Cet accident topographique est dû, en partie, au changement brusque de lithologie, à un plongement abrupt des plis et, plus probablement, à la présence d'une faille de chevauchement majeure. Les affleurements sont aussi extrêmement rares dans le secteur situé entre les lacs d'Argent et Miroir (Dudswell), et le tronçon déplacé des monts Stoke à la périphérie est de notre région. Cette plaine boisée et marécageuse, d'environ 40 km^2, occupe le vaste bassin-versant de la rivière Saint-François et de ses confluents.

La plaine aux alentours de Stoke et dans la région plus à l'ouest affiche une élévation moyenne de 200 m; elle renferme des dépôts de sable et gravier, ainsi que des accumulations considérables de matériel morainique. Cette plaine passe graduellement à un plateau, qui consiste en une série de collines allongées, à l'ouest du lac Miroir et du lac d'Argent. Les légères dénivellations, causées par l'érosion différentielle des roches du substrat, sont coupées par la route 255 et l'autre route qui longe le côté est de ce dernier lac. À l'exception des dépressions occupées par les lacs, les bassins d'écoulement sont peu développés, à cause de la vaste couverture de dépôts meubles. C'est notamment le cas dans la vallée marécageuse et à méandres de la rivière Saint-François. Deux lacs, le lac Miroir et le lac d'Argent, d'une superficie de 0,75 km^2 chacun, constituent les principales nappes d'eau de la région. Leur position et leur orientation NW-SE sont contrôlées par la lithologie et la structure. En effet, les lacs sont localisés dans les séries calcaires du Groupe de Saint-François. Ces dépressions recueillent les quelques ruisseaux qui émanent du plateau ondulé situé à l'ouest. Les ruisseaux transversaux et encaissés qui drainent le flanc SE des monts Stoke, à l'ouest de la route 112, perdent leur volume subitement et disparaissent dans les épais dépôts meubles de la vallée de la rivière Saint-François.

Géologie générale

Se basant surtout sur les résultats de Bird et Dewey (1970), Williams *et al.* (1972, 1974) divisent l'orogène appalachien en domaines continental et océanique. La région des monts Stoke fait partie de ce dernier domaine (St-Julien et Hubert, 1975), plus spécifiquement de la Zone de Dunnage (Williams, 1978, 1979) et du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Ces deux unités sont séparées du domaine continental, plus loin au NW, par la ligne de Baie Verte-Brompton (St-Julien *et al.*, 1976; Williams et St-Julien, 1978). Récemment, les subdivisions tectono-stratigraphiques du SW québécois furent précisées et redéfinies à l'aide d'un profil séismique (St-Julien *et al.*, 1983). Ces auteurs ont subdivisé en unités la Zone de Dunnage au Québec; par ordre ascendant, ce sont: les complexes ophiolitiques, les argilites rouges et vertes, les roches volcaniques du type arc insulaire, les olistostromes de Saint-Daniel et, finalement, les roches du Groupe de Magog.

La région se situe dans la partie méridionale de l'orogène appalachien québécois. Les ensembles lithologiques, tous d'âge paléozoïque, se divisent, en ordre stratigraphique ascendant, en trois unités principales, à savoir: la Formation d'Ascot-Weedon, exposée dans les secteurs élevés des monts Stoke; le Groupe de Magog, qui forme le synclinorium de Saint-Victor; les roches détritiques et calcaires du Groupe de Saint-François, qui font partie du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (Tableau 1).

La Formation d'Ascot-Weedon comprend des unités métavolcaniques et pyroclastiques d'âge ordovicien inférieur à moyen, intensément plissées; une masse de granodiorite et de granophyre ancien, déformée et recristallisée, est intrusive dans cet assemblage volcanique. La bande d'Ascot-Weedon, dont un tronçon détaché est déplacé vers le NE, forme un allochtone charrié sur les assises inférieures (Formation de Lambton) du Groupe de Saint-François. Le Groupe de Magog, d'âge ordovicien moyen à supérieur, représenté ici par la Formation de Saint-Victor, comprend un assemblage monotone de flysch déformé en plis ouverts et renfermant de rares niveaux de tuf felsique. Le Groupe de Saint-François, d'âge siluro-dévonien, est représenté dans la région par trois formations: la Formation de Lambton (antérieurement Formation de Lac Aylmer), qui comprend des grès, conglomérats à blocs, calcaires et dolomies; la Formation d'Ayer's Cliff, qui contient des calcaires silteux; et la Formation de Compton avec des siltstones et des grès interlités. Ceux-ci sont presque entièrement couverts par de grandes épaisseurs de till et de dépôts morainiques. À l'ouest des monts Stoke, des bandes allongées du Lambton, qui forment des restes de synclinaux profonds, reposent en discordance sur les roches du Groupe de Magog.

Le style et l'intensité de la déformation varient selon les unités touchées. Ainsi, les roches de la Formation d'Ascot-Weedon dénotent une déformation polyphasée et affichent plusieurs foliations et systèmes de fractures avec pendages subverticaux ou abrupts vers le SE. Les roches granitiques montrent un style de déformation semblable à celui rencontré dans les felsites d'Ascot-Weedon. Les structures primaires et secondaires observées dans les unités plus récentes révèlent clairement un style et une intensité de déformation moins complexe. De grandes failles directionnelles (type faille inverse) marquent dans beaucoup de cas les contacts entre les unités lithologiques. La masse d'Ascot-Weedon représente un lambeau de charriage qui repose sur les assises ordoviciennes et siluro-dévoniennes.

Généralement, le degré de métamorphisme des roches volcaniques et pyroclastiques ne dépasse pas la zone de chlorite des schistes verts. L'assemblage albite-chlorite-épidote-calcite des membres mafiques indique une carbonatation intense. L'altération locale dans les roches d'éponte granitisées révèle les faciès hybrides typiques du métamorphisme de contact.

À l'exception d'un site cuprifère d'apparence modeste, à 2,3 km au SW de Willard Mills[1], un peu au nord d'East Angus, aucune concentration de sulfure d'intérêt économique n'a été repérée dans la région. Ce gîte, jadis exploité (Bancroft, 1915), est localisé dans une zone de contact entre le granite folié et un tuf felsique schisteux associé à une série de métasiltstones et de phyllades microplissés de la Formation de Lambton. Des pochettes de spécularite et d'hématite-jaspe, arrangées en zones, sont localement associées à des bandes de basalte.

Dans les alentours de Stoke, de vastes dépôts de sable et de gravier (type fluvioglaciaire et deltaïque) constituent une réserve suffisante de granulats pour les besoins locaux. La région recèle également des réserves importantes de roches calcaires localisées à

1. Les toponymes Willard Mills et South Dudswell (ce dernier employé plus loin dans le texte) ne figurent pas au Répertoire toponymique du Québec. Ils sont quand même utilisés dans le texte et sur la carte pour localiser des affleurements.

Lime Ridge. La compagnie Domlim inc. exploite dans deux carrières à ciel ouvert 600 000 tonnes de calcaire par année, qui servent à la production de chaux vive et hydratée, et de pierre concassée. Les carrières se trouvent dans les calcaires massifs et gris clair (type récifal) de la Formation de Lambton.

TABLEAU 1 - Sommaire des formations

Pléistocène			— Till, moraines, dépôts fluvioglaciaires et deltaïques
DISCORDANCE ANGULAIRE			
Silurien à Dévonien	**Groupe de Saint-François**	**Formation de Compton**	— Siltstone et grès avec ardoises gris foncé interlitées
		Formation d'Ayer's Cliff	— Calcaire gris foncé, laminé et silteux; siltstone calcareux et dolomitique; siltstone gris foncé
		Formation de Lambton (Formation de Lac Aylmer)	— Siltstone dolomitique et calcareux; interlits de calcaire dolomitique et siltstone laminé; dolomie calcareuse — Conglomérat et brèche polymictique; siltstone dolomitique et siltstone laminé — Calcaire massif gris clair, bréchique et fossilifère; calcaire récifal; interlits de siltstone calcareux et dolomitique; siltstone calcareux et dolomitique — Complexe non différencié de grès lithique beige et gris, et siltstone laminé avec interlits de shale et siltstone; conglomérat polymictique et brèche intraformationnelle; zones de conglomérats à blocs; dolomie silteuse et siltstone rougeâtre laminé; dolomie avec clastes de calcaire gris; grès rougeâtre avec siltstone gris et ardoises interlitées — Dolomie massive, siltstone dolomitique et calcareux; zones conglomératiques — Siltstone brunâtre et grès lithique; dolomie et siltstone dolomitique; minces lits de calcaire fossilifère; quartzite impur; zones conglomératiques; siltstone gris bleuâtre avec interlits de shale gris clair; zones de conglomérat à blocs; phyllade et schiste felsique — Conglomérat à blocs; grès et conglomérat polymictique; dolomie et siltstone dolomitique; tuf felsique; quartzite impur; siltstone lithique et tufacé gris et siltstone verdâtre et gris — Conglomérat à blocs cisaillés; siltstone lithique et tufacé; écailles de: rhyolite porphyrique, brèche rhyolitique, tuf rhyolitique, tuf intermédiaire et schiste felsique — Tuf felsique — Siltstone laminé et rougeâtre avec interlits de grès et conglomérats polymictiques et siltstone dolomitique
DISCORDANCE ANGULAIRE			
Ordovidien moyen à supérieur	**Groupe de Magog**	**Formation de Saint-Victor**	— Siltstone laminé et rougeâtre avec shale gris interlité — Siltstone et grès feldspathiques et lithiques gris avec ardoises gris foncé interlitées; grès feldspathiques et lithiques massifs avec zones de conglomérat polymictique; rhythmites — Tuf felsique — Shale gris avec interlits de siltstone et grès feldspathique et lithique; rythmites; siltstone laminé
DISCORDANCE ANGULAIRE			
Ordovicien inférieur à moyen			— Granodiorite et granophyre; granite albitisé; granodiorite contaminée et foliée; enclaves de roche verte et tuf rhyolitique; roches vertes et tufs granitisés
		Formation d'Ascot-Weedon	— Complexe non différencié de roches vertes avec tuf felsique et rhyolite porphyrique; lave basique à intermédiaire granitisée; granite à albite contaminé — Lave basique à intermédiaire; tuf basique; roche verte granitisée — Tuf basique; roche verte; brèche basique — Tuf intermédiaire; tuf basique; tuf à lapillis, tuf granitique — Rhyolite porphyrique; tuf rhyolitique, brèche rhyolitique. Tuf felsique, dacite et rhyodacite porphyrique; rhyolite porphyrique; rhyolite tufacé, tuf lithique et à lapillis

Formation d'Ascot-Weedon

DISTRIBUTION

Les roches de la Formation d'Ascot-Weedon forment le socle rocheux des monts Stoke proprement dits. Elles occupent, en direction NE, deux aires séparées: une bande (6 à 7 km de largeur) constitue les collines au SW du lac Miroir; l'autre chaîne, décalée vers le NE et beaucoup moins élevée, affiche une largeur de 2 km. Celle-ci forme probablement un tronçon tronqué et déplacé par une faille régionale de chevauchement.

Déjà connues à l'époque de Logan (1833), les roches des monts Stoke sont nommées les «Weedon Schists», au NE de Sherbrooke, par certains auteurs (Burton, 1933; Cooke, 1950; Duquette, 1961b) et «Stoke Schists», au SW de Sherbrooke, par d'autres (Douglas, 1941; Hawley, 1945). Cependant, depuis Logan, l'équivalence entre ces deux unités fut établie. Relevée par Duquette, la cartographie détaillée de la «Weedon Schist Formation» dans les régions de Weedon (1960a), Gould (1960b), et lac Aylmer (1961a) était la première étude de ce complexe volcanique. Elle fut suivie par les travaux de St-Julien (1963b) et ceux de St-Julien et Lamarche (1965) dans la région de Sherbrooke, où la Formation d'Ascot fut définie et sa corrélation avec les schistes de Weedon confirmée. D'autres travaux de cartographie systématique sur la Formation d'Ascot furent entrepris plus au NE, dans les régions de Beauvoir et d'Ascot Corner (Lamarche, 1967), lac Saint-François (St-Julien, 1970b), et au SW, dans la région d'Ayer's Cliff (de Römer, 1980).

Dans la région étudiée, la Formation d'Ascot-Weedon est en contact de faille avec les roches des Groupes de Magog et de Saint-François. Cette unité tectonique est cartographiée comme un allochtone qui repose sur les assises de la Formation de Lambton.

LITHOLOGIE

Dans la région du lac Aylmer, la Formation d'Ascot-Weedon consiste, en proportions égales, en coulées mafiques et en volcanoclastites (Duquette, 1960a, 1960b, 1961a, 1961b). Dans le secteur du lac Saint-François, St-Julien (1970b) rapporte des roches pyroclastiques acides, intermédiaires et basiques à interlits de roches vertes. Dans la région de Beauvoir—Ascot Corner, immédiatement au SW de notre région, Lamarche (1967) décrit des schistes felsiques, de la rhyolite, du tuf rhyolitique, ainsi que des enclaves de roche verte, le tout injecté de granite à albite.

Dans notre région, la lithologie prédominante de la Formation d'Ascot-Weedon, et par conséquent des monts Stoke, comprend deux unités principales: des volcanoclastites felsiques avec rhyolites et dacites porphyriques associées; ensuite, des coulées de métabasalte et des roches pyroclastiques de composition mafique à intermédiaire. Une masse de granite gris, altéré et contaminé, est intrusive dans cet assemblage volcanique.

Nous avons subdivisé la Formation d'Ascot-Weedon en unités plus ou moins distinctes, suffisamment grandes pour être cartographiées, mais sans leur assigner une séquence stratigraphique précise. Ces unités sont: un épais ensemble de volcanoclastites, comprenant surtout des tufs felsiques, ainsi que des dacites et des rhyolites porphyriques; des tufs rhyolitiques et des brèches rhyolitiques, des laves et des tufs mafiques et intermédiaires, accompagnés de brèches mafiques; et un complexe non différencié de roches vertes et de tufs granitisés. Comme les affleurements sont localisés dans des zones totalement boisées, aucune des unités ne peut être tracée ou corrélée avec certitude sur le terrain. De plus, l'absence d'horizons-repères bien définis, des extensions latérales peu considérables, et une échelle de travail peu détaillées, rendent la corrélation difficile. Sauf à de rares endroits, toutes ces lithologies affichent des contacts diffus, avec des paramètres de texture et de composition très variables. À quelques exceptions près, les volcanoclastites sont désorganisées, sans lit, sans changement de granulométrie et sans structure primaire ou syngénétique. Il est donc impossible d'établir une séquence stratigraphique ou de définir la direction d'épanchement. La description et la pétrographie de ces roches volcanogènes se veut donc une étude sommaire en vue d'arriver à des conclusions générales quant à leur origine et à leur mise en place. Même sous le microscope, il est difficile de trouver des traits caractéristiques qui aideraient à distinguer les unités avec une certitude absolue.

PÉTROGRAPHIE

Tuf felsique avec dacites et rhyolites porphyriques (1a)

Cet ensemble, qui contient des zones diffuses de tuf à lapillis et de schiste felsique, est le membre le plus répandu des volcanoclastites. Ces roches sont particulièrement bien exposées sur le flanc NW de la bande principale, où elles sont accompagnées de coulées basiques à intermédiaires, ainsi que d'autres roches volcanoclastiques. Cependant, un assemblage semblable se retrouve un peu partout dans les monts Stoke, surtout dans le secteur SE, du côté ouest de la rivière Saint-François, où il est associé à des amas et des apophyses de granite et où, par conséquent, un faciès altéré, partiellement recristallisé et assimilé, prédomine.

Les tufs felsiques sont particulièrement bien exposés à 3,2 km à l'ESE de Stoke et dans les parties éle-

vées de la chaîne, à 5,5 km à l'est de Duplin, où des tufs d'apparence rhyolitique affleurent sur une distance de 800 m.

Le faciès le plus dominant est gris clair en surface altérée et gris verdâtre en cassure fraîche. Ces volcanoclastites à l'aspect massif et monotone sont caractérisées par l'absence de stratification et d'autres structures sédimentaires primaires. Typiquement, aucune variation systématique de texture n'est apparente. Cependant, on peut clairement distinguer à l'oeil nu de nombreux grains subangulaires de quartz vitreux, logés dans une pâte fine foliacée. La fraction principale varie de fine (<2 mm) à grossière (<4 mm). Toutefois, on rencontre par endroits des agrégats de quartz ayant 2 cm de diamètre. Ces tufs à cristaux passent occasionnellement à des zones et lentilles d'extension irrégulière composées de fragments polygéniques, où le quartz est le constituant prépondérant. D'autres fragments de ce tuf à lapillis consistent en rhyolite porphyrique et en tufs d'origine indéterminée; ceux-ci n'ont pas de texture ou d'orientation particulières susceptibles d'indiquer la direction de transport ou le mécanisme de sédimentation. Là où la pâte siliceuse et aphanitique prédomine, la roche revêt l'aspect d'un tuf rhyolitique porphyrique.

L'examen microscopique révèle que la roche représentative du secteur méridional (principal) des monts Stoke est une volcanoclastite dont la texture est nettement clastique. Les phénocristaux de quartz corrodés et de plagioclase sodique séricitisé sont omniprésents dans une mésostase microcristalline quartzo-feldspathique qui contient, en ordre décroissant: albite, séricite, chlorite, calcite, épidote, leucoxène et minéraux opaques. Le quartz (1 à 4 mm) est subangulaire et typiquement résorbé par une pâte quartzo-feldspathique et séricitisée (figure 2). Les fragments de tuf et de rhyolite massive et vésiculaire, flottent pêle-mêle dans la matrice et ne sont ni organisés ni orientés. La chlorite et l'épidote forment un produit important de l'altération de minéraux ferromagnésiens. Dans quelques lames minces, des ponces dévitrifiées ont été identifiées dans une pâte rhyolitique, bien qu'aucun indice de soudure ne fut observé.

Les contacts entre les différents faciès sont graduels et les passages d'un membre à l'autre généralement imperceptibles. Toutefois, à quelques endroits, l'aspect massif de la roche est interrompu par des zones épaisses de 1 à 10 m, de continuité très limitée, caractérisées par une granulométrie plus fine et une lamination parallèle et oblique. La présence de structures sédimentaires dans ces niveaux tufacés laminés et à grain fin (type structure de traction), suggère un transport de matériaux à densité peu élevée. De rares bandes étroites de schistes felsiques, difficiles à suivre et caractérisées par une foliation ancienne très pénétrante, représentent un autre faciès de cet ensemble volcanoclastique.

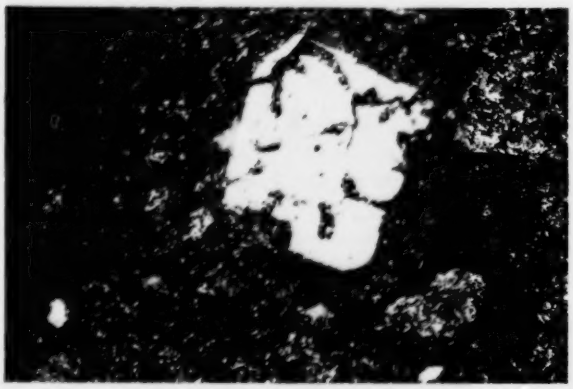


FIGURE 2 - Formation d'Ascot-Weedon. Tuf felsique ou dacite porphyrique montrant un quartz résorbé et pénétré par une matrice recristallisée quartzo-feldspathique et contenant de la séricite et de la chlorite (x24, lumière nat.).

Un tuf polylithique, comprenant des tufs à lapillis, affleure dans une bande de 100 à 250 m de largeur, à 1,8 km au SSE de la pointe méridionale du lac Stoke. Un représentant typique de ce faciès est gris foncé, massif, et contient des grains de quartz vitreux et subarrondis dispersés parmi d'autres fragments de taille moyenne assez uniforme. Le tout baigne dans une pâte fine qui semble argileuse. Des zones allongées, mais discontinues, de tuf à lapillis sont présentes ici et là. À 3,7 km au SSE de Stoke, plusieurs exemples de granoclassement distinct dans les tufs à pendage abrupt vers l'ouest, signalent le flanc ouest d'un synforme déjeté vers le SE; il est probable, par conséquent, que la bande de tuf, du moins dans cette localité, est surmontée à l'est par une séquence de brèche rhyolitique suivie de rhyolite.

En lame mince, la présence de grains subanguleux et brisés de quartz (<2 mm), résorbés par une maille quartzo-feldspathique et séricitisée, est le trait caractéristique de la roche. En plus, des porphyroblastes marquants de muscovite, de la biotite aciculaire associée à de la chlorite, et des feldspaths sodiques presque totalement altérés en séricite, distinguent ce tuf felsique cristallin des autres volcanoclastites. On y rencontre aussi de petits fragments de tuf, dont la lamination tordue est presque perpendiculaire au plan d'une schistosité tardive très pénétrante.

Sa texture d'apparence nettement sédimentaire, sa minéralogie distincte, surtout par la présence inusitée de biotite, et les porphyroblastes de muscovite, portent à croire que ce faciès d'aspect massif peut bien être une métagrauwacke tufacée ou une volcanoclastite argileuse. En effet, des excursions dans la région du lac Saint-François semblent confirmer que ce faciès est l'équivalent de l'arénite pyroclastique (A5)

cartographiée par St-Julien (1970b). Il est très probable que cette unité, qui forme la bordure ouest des monts Stoke, appartient en réalité à la séquence clastique de la Formation de Lambton (4), d'âge silurodévonien, de notre région.

Rhyolite porphyrique, tufs et brèches rhyolitiques (1b)

À beaucoup d'endroits il fut impossible de séparer les tufs rhyolitiques des brèches ou des rhyolites porphyriques, à cause du passage graduel des faciès.

Sur le terrain, le trait caractéristique de la rhyolite porphyrique est sa pâte aphanitique, siliceuse, très résistante, et son association avec des zones de brèche monolithique. Typiquement, la roche est massive et montre une texture homogène; elle est de couleur crème clair à grise en surface altérée, et vert clair à mauve lorsque fraîche. À maints endroits, la rhyolite fait place à des aires de lambeaux démembrés et monogéniques ou à des amas irréguliers de roche d'aspect nettement clastique, à grain moyen et à pâte schisteuse, comme celle rencontrée dans les tufs felsiques.

Des amas de rhyolite se trouvent sur les flancs ouest des monts Stoke, à 3 km au SE de Stoke, où la rhyolite forme une bande allongée d'environ 300 m de largeur sur une distance d'environ 1 km. De texture aphanitique et porphyrique (quartz et feldspath), la bande est en contact supérieur et inférieur avec des zones de rhyolite fragmentée. Un autre ensemble de roches rhyolitiques de proportion considérable et de direction NE couvre une aire de 3 km^2, à 5,5 km à l'est de Duplin. Cette masse est un mélange de faciès comprenant surtout des volcanoclastites (tuf et brèche) interlitées de roches qui, sur le terrain, ont l'aspect de coulée. Cependant, la masse ne révèle nulle part des structures fluidales ou sédimentaires.

Plusieurs bandes discontinues de brèches rhyolitiques (larges de 1 à 10 m) se trouvent intercalées dans les séries volcanoclastiques. Une d'entre-elles, remarquable par sa longueur d'environ 1 km, est exposée sur le flanc ouest des sommets, à 3,2 km au SSE ainsi qu'à 3 km au SE de Stoke. Au premier site, la zone de brèche, d'une largeur de 100 à 150 m et avec un pendage abrupt vers l'est, est sous-jacente à des tufs argileux et surmontée d'une séquence de rhyolite porphyrique et de tuf rhyolitique. Les fragments monolithiques, dont la taille varie de 1 à 10 cm, sont de forme subangulaire; blanc jaunâtre en surface altérée et mauves en cassure fraîche, ils sont arrangés pêle-mêle dans une matrice fragmentaire aphanitique. Cependant, des structures fluidales occasionnelles et un passage graduel à la rhyolite semblent suggérer qu'il s'agit peut-être de brèches de coulées, c'est-à-dire de dépôts autoclastiques plutôt que de pyroclastites à blocs anguleux.

D'autres bandes de rhyolite massive sont respectivement exposées parmi les tufs felsiques et les brèches rhyolitiques, à 1,3 km et à 2,2 km à l'est et à l'ENE de la barrière des terrains de la compagnie Domtar, sur le rang X. D'excellents affleurements d'une rhyolite massive et aphanitique sont exposés sur une largeur de 150 m, à 1,8 km au NE du mont Chapman.

Plusieurs niveaux de brèches rhyolitiques ont été repérés à environ 1 km au NNW du mont Chapman (figure 3). En montant vers le SE, à partir de la courbe principale du sentier qui conduit au mont Chapman, on passe par plusieurs centaines de mètres de brèches rhyolitiques. Les fragments de rhyolite, gris à beiges, baignent dans une matrice microbréchique recristallisée. Une bande de tuf silteux, granoclassé, de plusieurs mètres d'épaisseur, les sépare d'un autre niveau de brèches, lui-même suivi d'un mince horizon de tuf lithique lité. Les contacts avec les tufs sont graduels, ce qui suggère un épanchement de type pyroclastique. Cette séquence de brèches rhyolitiques et de tufs affiche un pendage abrupt vers le NW. Elle constitue, avec les horizons de basalte et les formations de fer plus à l'est, la partie sommitale de l'édifice volcanique des monts Stoke. Quoi qu'il en soit, une bande de brèche rhyolitique accompagnée de zones irrégulières et non différenciées de tuf rhyolitique schisteux et de rhyolite porphyrique semble ceinturer les parties ouest et nord du segment principal (occidental) des monts Stoke. À en juger par les relations structurales avec les tufs laminés, les brèches rhyolitiques et les horizons d'hématite-jaspe représentent les membres les plus jeunes de la Formation d'Ascot-Weedon dans notre région. Elles at-

FIGURE 3 - Formation d'Ascot-Weedon. Brèche rhyolitique contenant des fragments arrondis de rhyolite dans une matrice recristallisée de quartz, feldspath et chlorite d'apparence clastique. À 1 km au NNW du mont Chapman.

teignent une largeur d'environ 250 m à la limite SW de ce segment.

Nous plaçons la séquence des brèches rhyolitiques et des tufs interlités dans la Formation d'Ascot-Weedon. Cependant, des relevés à une échelle plus grande seraient nécessaires afin de déterminer avec certitude si, au contraire, elle ne fait pas partie des séries clastiques de la Formation de Lambton, c'est-à-dire de l'ensemble des conglomérats à blocs cisaillés (4 cc).

L'examen microscopique des rhyolites révèle des phénocristaux de quartz angulaire ou bipyramidal, brisés et presque partout résorbés dans une matrice microcristalline à cryptocristalline, constituée surtout d'albite et de quartz, avec une quantité moindre de chlorite, séricite, épidote, calcite et minéraux opaques (figure 4); dans quelques lames minces, des phénocristaux de muscovite et d'albite séricitisée ont aussi été observés. Des textures granophyriques sont présentes localement.

L'abondance de séricite et de phénocristaux de quartz, ainsi que le manque de structures internes évidentes, suggèrent que la grande majorité de ces roches massives et aphanitiques représentent des épanchements de lave rhyolitique. Dans beaucoup de cas, l'origine de la fragmentation des brèches monogéniques qui y sont associées, est probablement de type autoclastique plutôt que pyroclastique.

Dans la région de Weedon, les laves felsiques ont été qualifiées de kératophyriques. Selon le type de phénocristaux présents dans la matrice recristallisée, des ortho-kératophyres et des quartz-kératophyres furent identifiés et analysés (Alsac *et al.*, 1974).

Laves et tufs mafiques et intermédiaires; brèches mafiques (1c et 1d)

Des coulées de lave de composition mafique à intermédiaire affleurent, dans la plupart des cas, dans la partie centrale des monts Stoke. Entourées d'une ceinture de tufs intermédiaires, les laves mafiques occupent totalement le secteur est des monts Stoke, à l'est de la rivière Saint-François. Généralement, la largeur des bandes varient de 20 m à des amas irréguliers de 1,5 km orientées dans une direction NE. Leur distribution sporadique et leur manque de continuité écartent la possibilité de les utiliser comme horizon-repère. Très souvent, on rencontre les laves basiques dans les parties élevées de la chaîne; cependant, les coulées affleurent aussi sur les flancs des sommets, lorsqu'elles sont accompagnées de volcanoclastites ou de laves felsiques, comme au SE de Stoke et à l'ESE de Duplin.

La lave typique est massive, brune, à surface altérée et très chloritisée. À grain fin et intensément fracturée, elle est fréquemment traversée par des veines irrégulières de quartz, et contient de petits nodules et pochettes d'épidote. À certains endroits, dans les parties limitrophes, des roches fragmentées suggèrent des brèches de coulées. À plusieurs sites, des zones étroites, d'aspect fluidal, qui enveloppent de vagues formes ovales à peine reconnaissables, indiquent qu'il s'agit d'épanchement de laves en coussins.

On observe, en lame mince, l'assemblage caractéristique des schistes verts, c'est-à-dire l'albite, l'actinote, la chlorite, l'épidote et la calcite. Les coussins, dont les amygdales sont remplis de calcite, sont composés d'une maille d'albite microlitique et de clinozoïsite (figure 5). Les amphiboles sont en grande partie altérées en chlorite. La quantité considérable de

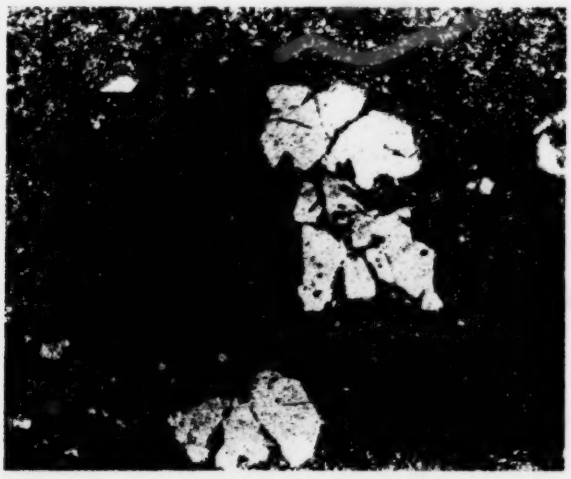


FIGURE 4 - Formation d'Ascot-Weedon. Rhyolite porphyrique ou tuf rhyolitique avec phénocristaux de quartz carré et pyramidal, résorbés par une matrice séricitisée et quartzo-feldspathique. (x24, lumière nat.).

FIGURE 5 - Formation d'Ascot-Weedon. Métabasalte présentant une albitisation et une carbonatation avancées, tout en conservant la texture primaire (x35, lumière nat.).

calcite, fréquemment porphyroblastique, et l'omniprésence de la chlorite suggèrent que la lave a subi une chloritisation et une carbonatation très poussées (figure 6). Ce fait est aussi confirmé par la présence de cristaux idiomorphes de dolomite ferrugineuse et limonitisée, parsemés à travers la roche.

La présence de coussins et la carbonatation révèlent que les épanchements de lave basique à intermédiaire ont eu lieu en milieu subaquatique. Des bandes chloriteuses d'aspect clastique, à contacts graduels et intercalées dans la lave massive, suggèrent que l'assemblage consiste localement en coulées et en niveaux de tufs interlités.

On rencontre aussi des intercalations de tuf rhyolitique ou felsique et des enclaves irrégulières contenant des concentrations de quartz et de feldspath. Localement, des plages de pegmatoïdes, qui renferment de grands cristaux idiomorphes de feldspath et de hornblende, signalent la proximité du granite, comme on peut l'observer à 2,8 km au NW de Willard Mills.

Plusieurs niveaux de brèche mafique furent repérés parmi les séries volcanoclastiques des monts Stoke. Couvertes par le mort-terrain et localisées dans un secteur très boisé, les bandes, de plusieurs dizaines de mètres de largeur et de longueur restreinte, n'ont pu servir d'horizon-repère. Généralement, ces roches fragmentaires côtoient des coulées mafiques à intermédiaires, bien que certains niveaux représentent des intercalations dans un ensemble de tufs felsiques. Aucun indice de stratification n'est visible dans ces niveaux. Les fragments, dont la fraction grossière mesure en moyenne de 5 à 10 mm, sont étirés le long du plan d'une schistosité tardive et flottent dans une mésostase extrêmement chloriteuse. Ces brèches sont essentiellement rhyolitiques, massives, et leur texture varie de vésiculaire à porphyrique.

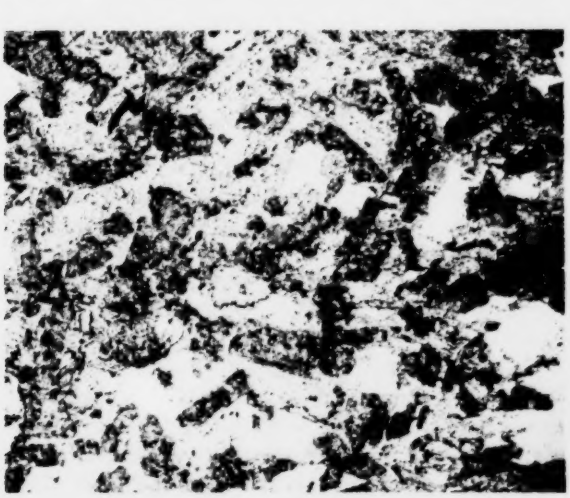


FIGURE 6 - Formation d'Ascot-Weedon. Chloritisation avancée d'actinote dans un métabasalte ou métaandésite qui provient du segment oriental des monts Stoke (x35, lumière nat.).

Un affleurement de brèche mafique, de plusieurs mètres carrés, bien accessible, se trouve sur le chemin forestier de la propriété Domtar, à 1 km au sud de la barrière du rang X. La roche contient une grande quantité de fragments de forme ellipsoïdale concentrés en bandes mal définies, et dont l'axe majeur se trouve dans un plan de foliation oblique et tardif. Les clastes, dont la taille varie de 1 à 35 cm, sont de couleur crème clair à beige en surface altérée et parsemés de petits cristaux de feldspaths blancs, idiomorphes.

Sous le microscope, les feldspaths, de composition intermédiaire, sont complètement altérés, et certains fragments (ponces ?) indiquent une dévitrification assez poussée. Des porphyroblastes de chlorite rouge-violet et de nombreux agrégats de minéraux opaques reflètent la nature basique de la roche. Les vésicules de certains fragments contiennent de la calcite et des porphyroblastes idiomorphes d'ankérite limonitisée, ce qui suggère une carbonatation intense de la roche.

La proximité de laves mafiques au NE et au SW, laisse croire que la brèche en est peut-être une de coulée. Ailleurs cependant, comme à 6,5 km à l'est de Duplin, un niveau de brèche non organisée, accompagné d'un tuf mafique et intercalé dans un ensemble de volcanoclastites felsiques, signale une mise en place pyroclastique plutôt qu'autoclastique, du type brèche de coulée. En plus, la forme arrondie des clastes n'indique aucune auréole de soudure apparente et suggère que le dépôt a probablement eu lieu dans un milieu subaquatique.

Des horizons de tuf intermédiaire, de composition variable, sont fréquemment intercalés parmi les roches pyroclastiques, tant felsiques que mafiques, et parmi les coulées basiques. Généralement associés avec ces dernières, les niveaux sont d'extension latérale très variable et révèlent des contacts diffus et graduels. Dans la plupart des cas, l'échelle de travail ne permet pas de les individualiser sur la carte, car leur teneur en chlorite change rapidement, surtout au contact des laves.

Une ceinture de tufs intermédiaires, de 100 à 500 m de largeur, entoure le segment oriental des monts Stoke, à l'est de la rivière Saint-François. La roche est riche en chlorite, mais sa composition varie; elle renferme très souvent des porphyroblastes de calcite dans une matrice recristallisée. De plus, l'étude microscopique révèle des cristaux idiomorphes de plagioclase maclé et des phénocristaux de quartz, corrodés et résorbés dans une mésostase de chlorite, de calcite, d'ankérite et d'hématite.

À beaucoup d'endroits, ces bandes schisteuses indiquent sans doute des zones d'altération plutôt que des dépôts particuliers de roche pyroclastique. Cepen-

dant, lorsqu'associés avec des tufs à lapillis dans une séquence de tufs felsiques, ces niveaux signalent probablement des produits d'explosion volcanique.

À plusieurs endroits, les laves mafiques contiennent des intercalations de tuf cherteux, rouge vif, de 1 à 5 m de large, accompagnées d'hématite massive. Des laminations avec pendage de 60° vers le SE, — un des rares exemples de dépôt sédimentaire dans cet ensemble volcanique — peuvent être observées à 1,6 km au SE de Stoke. Recouvertes par le mort-terrain, ces bandes n'ont pu être suivies que sur quelques centaines de mètres. Nous en reparlerons dans la section sur la géologie économique.

Complexe non différencié de roches vertes et de tufs granitisés (1e et 1f)

Deux aires considérables de roches vertes granitisées occupent la partie centrale du secteur ouest des monts Stoke. Affleurant sur une largeur de presque 5 km à la limite sud de la région cartographiée, un des complexes s'allonge vers le NE et se termine en pointe à la hauteur de South Dudswell, soit sur une distance de 4,5 km. Deux autres masses (4,5 km^2 et 1 km^2 sont exposées au SW du lac Miroir, dont l'une forme le nez d'un antiforme majeur à plongement abrupt. Le segment oriental des monts Stoke contient également des zones irrégulières et diffuses de roche hybride en contact avec une masse de granite à la bordure est de notre région.

Le complexe consiste en roches hybrides, dont les roches vertes forment le membre principal. Comme la composition et la texture de la roche varie très rapidement, il fut souvent impossible de séparer les faciès. Seulement les bandes et amas ayant gardé leur individualité et mesurant un minimum de dix mètres, ont été inscrits sur la carte qui accompagne ce rapport.

On rencontre par endroits des bandes de composition mafique à intermédiaire, interlitées avec de minces horizons de tuf felsique et de rhyolite porphyrique. C'est le cas à 2 km au NE du mont Chapman. Des amas irréguliers de tuf felsique ou rhyolitique, sans racine et entourés de roches vertes, suggèrent la présence de plis complexes. L'ensemble acquiert un aspect très hétérogène, surtout dans la partie sud de la région où des roches hybrides consistent en un mélange de granite et de roches vertes, et où l'index de coloration change d'un endroit à l'autre, variant selon la composition des amas et leur degré d'assimilation et de contamination.

Les faciès intermédiaires représentent, à maints endroits, la lithologie principale. Une recristallisation des laves basiques à l'échelle régionale se manifeste par des plages irrégulières de chlorite et d'amphibole idiomorphe baignant dans une pâte à texture porphyroblastique composée de quartz, de feldspath, de calcite et de chlorite recristallisés. Ce faciès passe graduellement à un assemblage crème verdâtre, à structure foliacée, où de gros quartz vitreux et des feldspaths idiomorphes à surface mate (albite) révèlent leur provenance granitique. À plusieurs endroits, des veinules et des apophyses de composition quartzo-fedlspathique entourent et pénètrent les enclaves, ce qui suggère un contact intrusif entre le granite et les assises de la Formation d'Ascot-Weedon. Il s'agit probablement d'une partie périphérique ou peut-être sommitale d'une vaste intrusion granitique, bourrée d'enclaves et de xénolites, qui occupe le flanc SE de la chaîne des monts Stoke.

STRUCTURE

L'orientation générale du grain structural des roches d'Ascot-Weedon est NE-SW, avec pendage abrupt vers le SE ou subvertical. Les membres et faciès n'ont pas de continuité directionnelle et ne purent, par conséquent, servir d'horizon-repère. Il est également curieux de constater que, à l'exception d'une bande très étroite de tufs laminés et de brèches rhyolitiques interstratifiées avec des laves mafiques au NNW du mont Chapman, le complexe volcanoclastique ne révèle pratiquement aucune structure primaire. Comme mentionné plus haut, les roches d'Ascot-Weedon dans notre région sont massives, non organisées, de composition et de texture mal définies. Les contacts sont graduels et diffus; le litage est pratiquement absent, et à défaut de plis d'entraînement, seules les foliations secondaires ont été utilisées pour localiser des plis dans ce complexe.

La Formation d'Ascot-Weedon constitue un allochtone charrié sur les assises inférieures du Groupe de Saint-François. Ceci est clairement démontré par une ceinture de conglomérat à blocs cisaillés (Formation de Lambton) située à la base de la nappe.

Clivages et fractures

Le complexe d'Ascot-Weedon révèle deux types de foliations secondaires: le premier comprend trois ensembles de clivages et le second, deux groupes de fractures peu développées. Habituellement, toutes les roches affichent de un à trois clivages; il n'est cependant pas toujours facile de les identifier. Le clivage le plus ancien (S_1) représente une foliation pénétrative et régionale, à pendage abrupt vers le SE ou vertical. À plusieurs endroits, comme dans les affleurements de brèche rhyolitique le long du chemin Lessard, S_1 a une direction NW-SE, indiquant par là la charnière de plis P_2 à plongement abrupt vers le NE. En général, la foliation régionale (S_1) est particulièrement bien développée dans les tufs rhyolitiques schisteux et les brèches rhyolitiques, ainsi que dans les tufs

laminés et les tufs à lapillis. Dans ces derniers, qui affleurent à 1 km au NNW du mont Chapman, la foliation S_1 recoupe nettement le litage des tufs à polarité normale vers le NW. Un clivage de fracture subvertical (S_2), tranche et transpose à son tour la schistosité régionale. À d'autres endroits, comme dans les tufs felsiques au SSW du lac Miroir, la direction exceptionnelle NW-SE de S_1 suggère la présence d'une série de plis P_2, dont le plan axial est S_2. Dans les tufs massifs, qui constituent la majorité des volcanoclastites d'Ascot, l'âge relatif des clivages S_1 et S_2, surtout là où leur attitude est semblable, est difficile à déterminer. On observe une faible transposition de S_1 le long de S_2 mais, en raison de la nature massive de la roche, il n'y a pas de crénulations.

Il y a peu de doute que le clivage tardif S_2, de pendage subvertical, est la foliation dominante des monts Stoke. Ceci est surtout apparent dans les faciès schisteux des volcanoclastites, où S_2 se présente sous forme de plans serrés et ondulants, pourtant assez continus, qui recoupent et transposent faiblement le clivage antécédent (S_1). Leur intersection forme la linéation L_2, dont le plongement assez prononcé vers le NE indique l'axe de plis tardifs P_2.

D'autres plans de clivage (S_3), beaucoup moins répandus, apparaissent dans le segment ouest de la formation. Ce clivage de fracture S_3, nettement postérieur à S_1 et à S_2, affiche un pendage faible à moyen vers le NW. La transposition des clivages antécédents produit les crénulations L_3 avec faible plongement vers le NE. L'apparence, l'attitude et même l'âge tardif de ces structures (S_3 et L_3) dans notre région sont identiques aux structures mineures déjà retrouvées dans les secteurs de Sherbrooke (St-Julien, 1972; Lamarche, 1972), de la baie Fitch et du lac Massawippi (de Römer, 1981).

Deux autres structures mineures, beaucoup plus rares, ont été observées dans les roches d'Ascot-Weedon. Les fractures, nommées ici S_4 et S_5, de direction E-W et N-S respectivement, ont des pendages subverticaux. Les fractures S_4, non pénétratives, sont disposées à tous les décimètres et transposent les foliations antécédentes. Une série de ces cassures est concentrée dans une aire d'environ 1 km² au sud du lac Miroir. N'étant pas associées à des plis, ces fractures ressemblent à des diaclases à certains endroits; toutefois, celles-ci sont généralement orientées entre 140° et 155°. Les fractures S_5, plus rares que les S_4, semblent être les cassures les plus tardives du groupe des structures mineures. D'orientation N-S, elles recoupent à tous les mètres environ les foliations antécédentes, et ne sont pas rattachées à des plis. Plusieurs fractures de ce genre ont été observées au NNE du mont Chapman. Il est possible que les fractures S_4 et S_5 forment un système de deux ensembles de cassures contemporaines, donc rattachées à une même phase de déformation.

Failles

Aucune faille ne fut localisée avec certitude à l'intérieur du complexe d'Ascot-Weedon. Toutefois, des horizons de mylonite et des lambeaux ou écailles de volcanoclastites et de granite intercalés dans les assises de la Formation de Lambton, indiquent qu'une série de failles importantes caractérisent le contact nord du segment ouest des monts Stoke dans notre région. En effet, des zones de roches gris foncé, graisseuses et phylliteuses, de 5 à 10 m de largeur, furent repérées à deux niveaux, à 5 km à l'est de Duplin. De même, dans le secteur SW de la région cartographiée, plusieurs zones de roche broyée et mylonitisée reflètent un cisaillement intense et localisé, indiquant sans doute une série de failles d'envergure régionale. Il semble donc que le contact NW des monts Stoke représente une zone compliquée d'écailles, soulignée en plusieurs endroits par des mylonites, comme en produisent souvent des failles inverses.

Des pénétrations profondes de la Formation d'Ascot-Weedon dans les assises de la Formation de Lambton, démontrées par la position côte à côte de lithologies différentes, ainsi que les déviations subites des niveaux topographiques et des courbes aéromagnétiques, indiquent la présence de failles N-S à plusieurs endroits. Bien qu'aucun indice de mouvement, telles des stries de faille, n'ait été observé, un rejet dextre semble évident. La carte montre également des rejets senestres. Le décalement du contact principal entre les assises de la Formation de Lambton et celle d'Ascot-Weedon suggère que ces cassures majeures succèdent aux plissements, et probablement au chevauchement. Les fractures tardives S_4, observées à l'intérieur de la chaîne, sont parallèles à ces failles et semblent confirmer cette hypothèse.

Le segment oriental des monts Stoke forme également un lambeau de charriage (klippe) reposant en discordance sur la Formation de Lambton. Les relations structurales sont évidentes dans l'extrémité NE de notre région. Là, une zone de brèche d'environ 100 m de largeur sépare les laves intermédiaires (et probablement mafiques) carbonatées au SE, des assises siluro-dévoniennes de la Formation de Lambton au NW. Celles-ci consistent en bandes et lentilles de conglomérat à blocs foliés et cisaillés (4 cc). L'aspect chaotique de cette bande polylithique limonitisée et injectée de veines de quartz et de calcite, suggère une zone de faille ou de cisaillement d'importance régionale. Connue sous le nom de faille de Weedon («Weedon thrust»), elle fut identifiée par Burton (1933) dans la région du lac Aylmer. Cet auteur suggère que cette faille, de pendage assez abrupt vers le SE, se trouve à la base des «Weedon schists». Cooke (1950) rapporte également que les schistes de Weedon (Groupe de Sherbrooke, du Silurien) reposent en contact de faille sur les roches de la Formation de

Lac Aylmer (Dévonien). Ce fut cependant Duquette (1961b) qui affirma que la faille de Weedon est postérieure au Silurien moyen. St-Julien et Hubert (1975) amplifient les résultats de Duquette en proposant que des failles anciennes furent réactivées au cours de l'orogenèse acadienne, puisque les vulcanites de Weedon reposent en lambeaux sur les séries calcaires d'âge silurien. La faille de Weedon fut identifiée au nord et au sud de Sherbrooke (St-Julien et Lamarche, 1965; Lamarche, 1967), et sa continuation à l'est du lac Memphrémagog est connue sous le nom de «Bunker thrust» (de Römer, 1981; Doolan *et al.*, 1982).

Plis

Ells (1886) ainsi que d'autres chercheurs (Cady, 1960) indiquent que «l'anticlinal de Stoke» forme la structure principale de la chaîne. D'autres géologues suggèrent que le complexe des monts Stoke consiste en une série monoclinale (Burton, 1933; Cooke et Clarke, 1937; Cooke, 1950; Duquette, 1961b). Ce dernier rapporte que dans les régions de Gould, de Weedon et du lac Aylmer, la polarité est partout à l'est; un pendage régulier de 70° vers le SE est aussi mentionné par St-Julien (1970b) dans le secteur du lac Saint-François. Dans la région de Sherbrooke, St-Julien et Lamarche (1965) signalent la présence de plusieurs anticlinaux.

Dans notre région, la localisation de plis est basée sur les attitudes de S_1 et S_2, étant donné l'absence presque totale de structures primaires. En effet, il est curieux de constater qu'aucun pli d'entraînement susceptible d'indiquer le flanc d'un pli majeur n'a été observé dans les roches d'Ascot-Weedon. Puisque les deux clivages affichent, en général, un pendage subvertical, l'identification des plis fut hasardeuse et leur localisation sur le terrain, incertaine à beaucoup d'endroits. Les attitudes des clivages révèlent que la région fut l'objet d'une déformation complexe et polyphasée, typique des systèmes orogéniques. Les données de terrain indiquent que de grands plis couchés, ou encore des nappes, furent par la suite déformés, produisant ainsi des plis subverticaux à plongement abrupt vers le NE ou le SW.

Dans certains secteurs, par exemple dans une aire de 0,5 km² à 1 km au NNW du mont Chapman, la présence du litage S_0 et de foliations S_1, S_2 et S_3 dans les tufs laminés et les brèches rhyolitiques interstratifiés, laisse entrevoir le degré de complexité qui caractérise la tectonique d'Ascot-Weedon. À cette localisation, le litage S_0 avec polarité normale et pendage de 80° vers le NW, est recoupé par S_1 (clivage régional) de pendage moins prononcé, également vers le NW. Un clivage de fracture (S_2) quasi vertical, tranche et transpose S_1; finalement, un clivage tardif de fracture (S_3), avec pendage moyen vers le NW, transpose faiblement les foliations antécédentes et produit les crénulations L_3, dont le plongement est de 5° vers le NE. L'analyse de l'inventaire structural suggère que ces affleurements font partie du flanc supérieur d'un grand pli ancien couché et replié (P_1). De plus, les relations S_1 et S_2 indiquent qu'on se trouve sur le flanc NW d'un pli tardif P_2 quasi vertical et dont l'axe (L_2) plonge de 45° vers le N 50° E.

De même, les relations de S_1 et S_2 observées sur le sommet du mont Chapman, indiquent que la partie ouest des monts Stoke dans notre région correspond au flanc NW d'un grand antiforme, dont le plongement vers le NE varie de 50° à vertical. À d'autres endroits, les intersections S_1 et S_2 indiquent également des plongements abrupts des axes L_2. Ceci est évident dans les tufs felsiques et le complexe non différencié au SSW du lac Miroir, où des plongements de 75° vers le NE ou le SW ont été mesurés. À cet endroit se trouvent plusieurs plis majeurs qui forment le nez d'un anticlinorium. La disposition de S_1 et S_2, et la distribution lithologique, signalent une série de plis dans le complexe des roches hybrides (1f) et le granite altéré sous-jacent. Il est intéressant de constater que ces mêmes plis tardifs (P_2) se retrouvent également dans les formations plus jeunes en contact avec les roches d'Ascot-Weedon.

Dans le segment oriental des monts Stoke, les relations S_1 et S_2, et la ceinture de tufs intermédiaires, indiquent la présence d'un grand pli dans le coeur duquel reposent des laves mafiques. Le pendage abrupt des clivages suggère un pli à fort plongement, légèrement déversé vers le SE.

En résumé, les données de terrain montrent que de multiples plis P_2, au plongement abrupt à subvertical, forment la structure dominante des monts Stoke dans notre région. Aucun pli P_3 n'a été observé, exception faite de rares crénulations associées au clivage tardif de fracture (S_3).

ALTÉRATION ET MÉTAMORPHISME

Les roches d'Ascot-Weedon sont toutes recristallisées à différents degrés. On peut constater qu'une altération potassique — la séricitisation — et les effets de la chloritisation et de la carbonatation ont considérablement changé la composition originelle des roches. L'assemblage métamorphique est celui des ultimes phases des schistes verts; l'association d'albite-chlorite et d'actinote-épidote-calcite est typique dans les roches vertes. La présence d'orthose dans les faciès felsiques est très variable et erratique (Duquette, 1961b; Alsac *et al.*, 1974). Les porphyroblastes limpides d'albite, si caractéristiques des roches d'Ascot-Weedon, la destruction d'actinote et parfois d'épidote, reflètent la remobilisation de CaO par des fluides riches en CO_2 (Miyashiro, 1975). L'albitisation poussée des plagioclases signale une tendance

spilitique (Vallance, 1974), comme le démontrent les valeurs élevées de Na/K (Alsac *et al.*, 1974). L'omniprésence de calcite et de dolomite ferrugineuse dans presque toutes les roches d'Ascot-Weedon, remarquée par plusieurs auteurs (St-Julien et Lamarche, 1965; de Römer, 1980; Hynes, 1980), est un autre indice d'une carbonatation très avancée. La séricitisation touche particulièrement les volcanoclastites. L'instabilité des plagioclases se manifeste alors par le remplacement de la matrice initiale par un agrégat de fines paillettes de mica blanc et de quartz limpide.

LITHOGÉOCHIMIE

Vingt-deux échantillons représentatifs furent prélevés pour analyse chimique pendant les étés de 1980, 1981 et 1982, afin de classifier les roches volcaniques d'Ascot-Weedon, de déterminer leur affinité pétrochimique et d'identifier leur contexte tectonique (tableaux 2, 3 et 4). Les résultats ont permis de distinguer certains types de roches, tels les dacites, les rhyolites et les basaltes, qu'il avait été, en de nombreux endroits, difficile d'identifier sur le terrain. Nous admettons toutefois que le chimisme des roches métamorphisées, exprimé par les analyses, ne reflète pas fidèlement la composition initiale des roches. Les concentrations originelles en éléments majeurs et en traces peuvent être faussées par une altération secondaire, dont le processus est contrôlé par la mobilité des éléments.

Les diagrammes de variation et ceux des systèmes chimiques furent préparés par ordinateur, grâce aux programmes Sypemod mis au point par le professeur L. Gélinas de l'École polytechnique de Montréal.

Nous avons signalé dans les pages précédentes que l'altération des roches intermédiaires et mafiques d'Ascot-Weedon se traduit par une chloritisation poussée, la présence d'albite fraîche et la presque omniprésence de calcite. Les teneurs élevées et erratiques en K_2O et Na_2O indiquent probablement une composition initiale faussée par des processus métasomatiques. On remarque également des teneurs anormalement élevées de CaO (max. 9,12%) dans les tufs mafiques et les métabasaltes (tableau 4), laissant supposer la disponibilité et la mobilité de fluides métamorphiques riches en CO_2. Ceci fut également noté antérieurement par d'autres chercheurs (Alsac *et al.*, 1974; Hynes, 1980).

La dispersion des oxydes sur le diagramme $CaO/Na_2O/K_2O$ (figure 7) révèle une variation très élevée des rapports. Ceci corrobore les observations pétro-

TABLEAU 2 - Analyses chimiques* de tufs felsiques et dacites porphyriques de la Formation d'Ascot-Weedon

N° du laboratoire	90036	90038	90039	90023	90030	90881	90883	90892
N° sur les diagrammes	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	63,3	62,0	65,8	64,3	67,4	65,0	67,3	66,5
Al_2O_3	16,3	16,2	15,3	16,0	15,0	14,6	14,5	14,6
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	1,80	1,50	2,19
FeO	—	—	—	—	—	2,77	2,32	3,18
MgO	2,29	3,31	1,91	2,65	1,35	2,07	1,38	2,27
CaO	1,93	1,43	2,17	0,24	1,33	1,55	1,82	1,26
Na_2O	4,16	2,26	4,51	3,48	4,32	2,39	2,59	2,82
K_2O	2,24	3,83	1,46	2,69	1,13	4,92	4,20	3,86
TiO_2	0,80	0,80	0,70	0,90	0,70	0,60	0,60	0,63
P_2O_5	0,15	0,12	0,12	0,14	0,11	0,13	0,12	0,12
MnO	0,08	0,07	0,07	0,04	0,08	0,07	0,07	0,06
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
Fe t. en Fe_2O_3	7,23	6,58	4,62	7,95	5,92	—	—	—
Perte au feu	2,50	3,60	2,82	2,59	2,25	2,88	3,35	2,88

* en % du poids (laboratoires du ministère de l'Énergie et des Ressources).

1. Tuf felsique ou lave de composition dacitique; à 2,4 km au SW du mont Chapman.
2. Idem; à 3,81 km au SW du mont Chapman.
3. Idem; à 3,7 km au NW de la localité 2.
4. Idem; à 3,5 km à l'ESE de Stoke.
5. Tuf lithique (type rhyodacite); à 3,4 km à l'ESE de Stoke.
6. Tuf felsique, ou rhyodacite porphyrique; à 300 m au NW du mont Chapman.
7. Idem; à 1 km au NNE du mont Chapman.
8. Tuf felsique ou dacite porphyrique; mont Chapman.

TABLEAU 3 - Analyses chimiques de tufs rhyolitiques, rhyolites porphyriques, tufs et laves basiques de la Formation d'Ascot-Weedon

N° du laboratoire	90027	90888	90033	90031	90882	90026	90040	90884
N° sur les diagrammes	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2*	75,9	75,0	73,9	63,9	60,5	50,5	51,1	49,6
Al_2O_3	13,5	14,1	14,8	14,5	15,7	16,3	16,6	16,4
Fe_2O_3	0,54	0,82	—	—	2,01	1,80	—	1,43
FeO	0,13	0,10	—	—	5,27	6,56	—	8,36
MgO	0,16	0,18	1,14	2,43	4,05	8,94	6,50	6,17
CaO	0,21	0,08	0,80	2,32	0,85	6,31	2,04	4,28
Na_2O	2,66	3,61	4,53	3,40	3,12	4,40	3,91	4,13
K_2O	5,76	6,36	1,34	1,54	2,30	0,67	2,38	0,50
TiO_2	<0,10	<0,10	0,40	0,80	0,33	1,10	0,70	0,58
P_2O_5	0,04	0,01	0,09	0,24	0,04	0,10	0,04	0,09
MnO	0,02	0,02	0,02	0,09	0,06	0,19	0,16	0,17
CO_2	0,17	—	—	—	—	0,09	—	0,17
S	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,09	0,02
Fe t. en Fe_2O_3	—	1,95	7,95	—	—	—	13,2	—
Perte au feu	0,82	0,75	1,80	3,82	3,93	3,12	4,82	6,85
Cu**	5	—	—	—	—	83	120	—
Zn	23	—	—	—	—	95	120	—
Ni	1	—	—	—	—	84	8	—
Cr	2	—	—	—	—	130	6	—
V_2O_5	<0,5	—	—	—	—	410	62	—
Sr	36	—	—	—	—	140	62	—
Z	54	—	—	—	—	49	32	—
Ba	1000	—	—	—	—	220	420	—
Y	27	—	—	—	—	18	13	—

* en % du poids; ** en ppm (laboratoires du ministère de l'Énergie et des Ressources).

9. Rhyolite porphyrique ou tuf rhyolitique beige; à 2,1 km au SE du lac Stoke.
10. Rhyolite mauve; à 18 km au NW du mont Chapman.
11. Tuf rhyolitique granitisé; à 3,3 km au SW de Willard Mills.
12. Tuf intermédiaire à basique granitisé; à 3,1 km à l'ESE du lac Stoke.
13. Tuf intermédiaire interlité avec tufs felsiques; à 1,6 km au NNE du mont Chapman.
14. Métabasalte typique; à 4,1 km à l'ESE du lac Stoke.
15. Brèche basique; à 5,4 km à l'est du lac Stoke.
16. Tuf basique interlité avec tufs felsiques; à 4,3 km au SW du lac Miroir.

graphiques, à savoir une distribution erratique du feldspath potassique et une tendance spilitique et kératophyrique (Alsac *et al.*, 1974). On constate également qu'il y a un regroupement remarquable des teneurs sur le diagramme de SiO_2/K_2O+Na_2O (figure 8), et que celles-ci tombent presque entièrement dans le domaine des roches subalcalines.

Il est également intéressant de noter la dispersion des éléments sur le diagramme AFM (figure 9). Le degré de groupement des valeurs révèle un complexe assez différencié. Toutefois, il est important de remarquer que le nuage des points se situe en presque totalité dans le domaine des roches calco-alcalines.

Il a été reconnu depuis déjà plus de dix ans que les éléments traces comme Ti, Zr, Y, Cr, Sr, Ni et autres, sont considérés comme des éléments relativement stables, donc peu mobiles durant les processus d'altération secondaire, qui correspondent au faciès des schistes verts (Cann, 1970; Pearce et Cann, 1973). Leur inertie durant le métamorphisme rend certains d'entre eux très utiles comme indicateurs paléotectoniques. Or, on note que la variation des teneurs de ces éléments dans les roches d'Ascot-Weedon est très élevée. Ainsi, la variation des éléments suivants dans les roches intermédiaires et mafiques (volcanoclastites et laves) est comme suit: Zr: 20-230 ppm; Y: 8-39 ppm; Cr: 6-750 ppm; Ni: 8-115 ppm.

TABLEAU 4 - Analyses chimiques de tufs et laves intermédiaires à basiques de la Formation d'Ascot-Weedon

N° du laboratoire	90895	90889	90894	92192	92193	92197
N° sur les diagrammes	17	18	19	20	21	22
SiO_2*	50,3	52,6	52,6	54,7	47,3	50,9
Al_2O_3	14,2	12,6	14,9	14,9	14,5	14,6
Fe_2O_3	4,12	3,47	4,87	5,24	4,03	6,58
FeO	6,69	7,49	7,65	6,05	7,20	5,15
MgO	6,38	12,6	5,72	4,55	6,90	3,90
CaO	9,12	2,62	3,92	7,61	6,53	6,02
Na_2O	4,00	0,12	4,40	1,50	3,66	5,95
K_2O	0,09	0,01	0,10	0,08	0,04	0,32
TiO_2	1,25	0,29	1,54	0,87	1,18	2,60
P_2O_5	0,09	0,02	0,05	0,17	0,08	0,33
MnO	0,19	0,27	0,21	0,17	0,20	0,16
CO_2	—	—	—	0,56	3,54	0,46
S	0,03	0,02	0,03	0,08	0,01	0,01
Fe t. en Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—
Perte au feu	2,34	6,88	3,41	3,84	7,18	1,74
Cu**	—	72	105	43	40	55
Zn	—	100	160	80	83	130
Ni	—	115	9	15	70	20
Cr	—	750	14	13	260	13
V	—	280	400	280	340	320
Sr	—	170	150	180	110	110
Zr	—	20	59	130	52	230
Ba	—	<20	48	48	52	120
Y	—	8	23	9	17	39

* en % du poids; ** en ppm (laboratoires du ministère de l'Énergie et des Ressources).

17. Tuf basique; à 3 km au SW du lac Miroir.
18. Tuf basique ou métabasalte avec amygdales associé avec hématite; à 1,1 km au NNW du mont Chapman.
19. Métabasalte-andésite avec épidote; à 3,2 km au SW du lac Miroir.
20. Métabasalte-andésite carbonaté, avec épidote; à 11,7 km à l'est du lac d'Argent.
21. Métabasalte; à 1 km au SE de la localité 20.
22. Métabasalte avec épidote; à 200 m à l'est de la localité 20.

Dans son étude sur le chimisme des roches d'Ascot, Hynes (1980) mentionne que les roches mafiques révèlent une variation exceptionnellement élevée en éléments traces. Selon lui, ce changement brusque de concentration est fonction de la mobilité des éléments, ceci étant dû à la présence de fluides riches en CO_2. D'autres chercheurs maintiennent que le problème de la mobilité des éléments traces doit être étudié davantage (Vallance, 1974; Sun et Nesbitt, 1978; Dostal et Strong, 1983).

En ce qui a trait à la concentration en TiO_2, la teneur moyenne dans les roches intermédiaires et mafiques est de 1,04% (sans tenir compte de deux valeurs d'analyse de TiO_2<0,10%; tableau 3). Même en admettant que notre mode d'échantillonnage n'était pas assez systématique et que le nombre d'analyses n'était pas suffisamment élevé, les valeurs en TiO_2 présentées ici sont beaucoup plus basses que celles rapportées par Alsac *et al.*, (1974) et Hynes (1980). La basse teneur en TiO_2 dans les roches mafiques d'Ascot-Weedon corrobore de toute façon la proposition faite plus haut, à savoir que ce complexe volcanique doit être placé dans le domaine calco-alcalin (Chayes, 1964; Chayes et Velde, 1965).

ORIGINE ET MISE EN PLACE

Nos observations sur le terrain et en laboratoire confirment les résultats antérieurs (de Römer, 1981) voulant que les volcanoclastites constituent le type lithologique dominant des monts Stoke et, par conséquent, de la Formation d'Ascot-Weedon dans notre région. Le complexe contient également de vastes masses de lave de composition mafique à felsique accompagnées de brèches, le tout contaminé et en

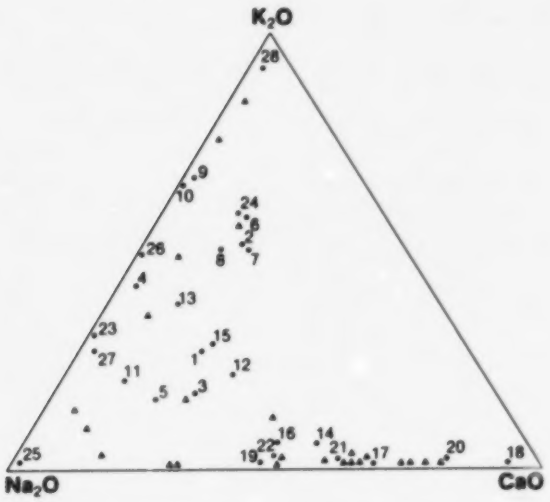


FIGURE 7 - Diagramme du système $CaO/K_2O/Na_2O$ (% du poids) montrant une variation très élevée des rapports. Les numéros correspondent à ceux des tableaux 2, 3, 4 et 5; les triangles reflètent les rapports dans les roches de la «Formation de Weedon» (Alsac *et al.*, 1974).

partie assimilé par une injection granitique. Aucune structure primaire de type fluidal n'est apparente sur le terrain. Des structures en coussins très mal conservées furent repérées dans la partie sud du segment ouest de la chaîne. Notons cependant que dans son prolongement SE et NE, la Formation d'Ascot-Weedon contient aussi des schistes à séricite (mine Eustis, par exemple) et des phyllades (à Sherbrooke, par exemple) (Duquette, 1961b; St-Julien et Lamarche, 1965; Lamarche, 1967; de Römer, 1980).

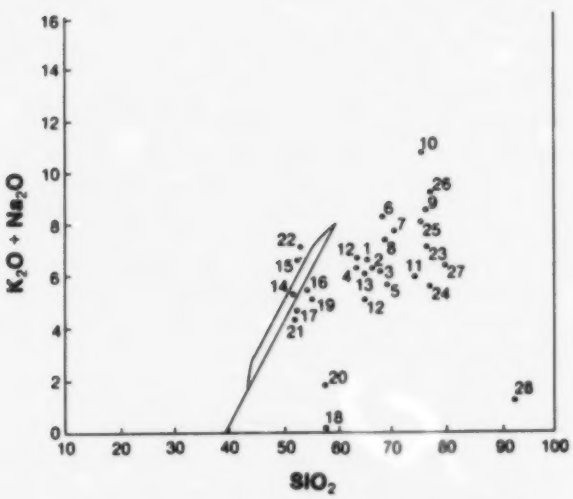


FIGURE 8 - Diagramme de variation K_2O+Na_2O/SiO_2 (% du poids). Le regroupement remarquable des teneurs tombe dans le champ des roches subalcalines. Les numéros sont tirés des tableaux 2, 3, 4 et 5.

Pour résumer les descriptions données aux pages précédentes, on constate que les caractéristiques principales des volcanoclastites de la Formation d'Ascot-Weedon sont les suivantes:

- des compositions généralement felsiques (rhyodacite à dacite) accompagnées de faciès intermédiaires à basiques. Les passages entre les faciès sont graduels et les contacts sont diffus;
- un aspect massif et monotone. À l'exception de très rares bandes étroites de tufs laminés et de brèches rhyolitiques interstratifiées, associées à des horizons d'exhalite, la roche n'est pas organisée et est typiquement dépourvue de stratification et de structures syngénétiques. Une lamination parallèle et oblique dans certains niveaux de ces bandes suggère un transport laminaire de traction plutôt que de suspension;
- une texture généralement porphyrique, avec des phénocristaux subangulaires de quartz, brisés et résorbés dans une matrice quartzo-feldspathique recristallisée, riche en séricite;
- une granulométrie d'aspect clastique avec tailles moyennes des fragments compris entre 2 et 4 mm. De tri pauvre, ces derniers sont généralement de composition polylithique et sans orientation primaire, ce qui aurait pu indiquer la direction de transport. Les brèches rhyolitiques, qui forment les niveaux supérieurs de l'édifice volcanique, consistent en fragments essentiellement monolithiques;
- des auréoles de soudure ne sont pas évidentes, ni sur le terrain, ni en lame mince.

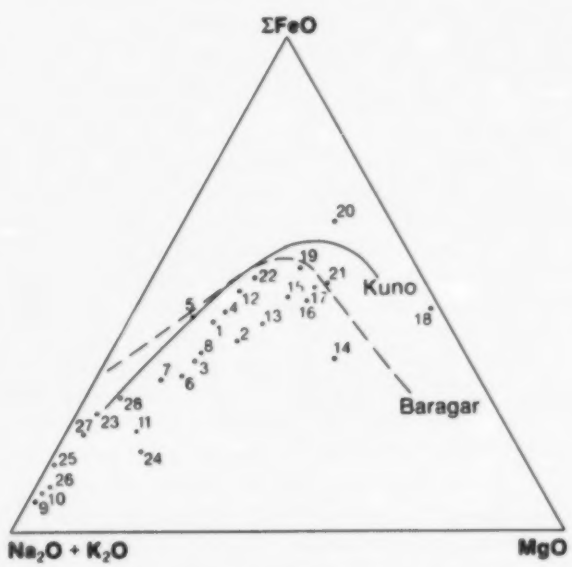


FIGURE 9 - Diagramme AFM (% du poids) indiquant que le complexe volcanique d'Ascot-Weedon se situe presque entièrement dans le domaine des roches calco-alcalines. Les valeurs sont tirées des tableaux 2, 3, 4 et 5.

En se basant sur les caractéristiques énumérées précédemment et d'après la classification des roches volcanoclastiques (Fisher, 1961, 1966), on peut constater que la masse principale des monts Stoke est constituée de roches pyroclastiques de composition felsique, du type épanchement («ash flow»). L'aspect massif et homogène des tufs felsiques, les contacts transitionnels entre les fractions granulométriques et l'absence apparente de soudure, démontrent que la mise en place s'est faite non loin de la source et probablement en milieu marin. De plus, l'absence de structures primaires, comme des plis syngénétiques ou du granoclassement, ou de tout autre indice de suspension turbulente, laisse supposer que la masse n'a pas été l'objet de glissements massifs ou de recyclages à grande échelle.

En résumé, nous affirmons que la majeure partie des monts Stoke, et par conséquent de la Formation d'Ascot-Weedon dans notre région, représente un vaste empilement de matière volcanique, dont la fragmentation est d'origine pyroclastique. Les volcanoclastites éjectées se sont accumulées en forme d'épanchements pyroclastiques, probablement à proximité de la source. Les laminations parallèles et obliques, observées très rarement dans les tufs et les exhalites interstratifiés, signalent que lors des dernières phases du volcanisme, la mise en place se fit par mouvements laminaires. Toutefois, le mécanisme principal de transport était probablement du type «mass ash flow», comme le démontrent la nature extrêmement massive des volcanoclastites et l'absence presque totale de structures sédimentaires.

CONTEXTE TECTONIQUE

Des études récentes indiquent de plus en plus clairement qu'une relation importante existe entre le chimisme et le milieu de formation d'un empilement volcanique (Chayes et Velde, 1965; Miyashiro, 1975). Ainsi, les diagrammes de variation et ceux des systèmes chimiques, en combinaison avec l'étude microscopique, peuvent donner des informations pertinentes sur l'affinité des roches et, par conséquent, sur le milieu tectonique où elles se sont formées.

Le relevé pétrochimique de la «Formation de Weedon» par Alsac *et al.*, (1974), en vue d'établir des jalons pour l'exploration minière, aboutit à la conclusion que cet ensemble volcanique consiste en une association de laves tholéiitiques et calco-alcalines. Selon St-Julien et Hubert (1975), les roches de la Formation d'Ascot-Weedon représentent un ensemble calco-alcalin en harmonie avec une origine d'arc insulaire et rattaché à une zone de subduction dans l'océan Iapétus. Se basant sur une étude de pyroxènes et d'éléments traces dans les roches volcaniques ordoviciennes du Maine et de la Formation d'Ascot, Hynes (1976, 1980, 1981) conclut que les roches d'Ascot font probablement partie du domaine calco-alcalin et, tout comme St-Julien et Hubert, suggère qu'un milieu d'arc insulaire est probable pour leur mise en place. Cet auteur mentionne également que certaines séries volcaniques de la partie nord du Maine, d'affinité alcaline, sont corrélatives des vulcanites d'Ascot-Weedon.

Les données chimiques et les résultats pétrographiques présentés ici confirment que l'ensemble volcanique d'Ascot-Weedon fait partie d'une suite calco-alcaline reliée à un milieu d'arc insulaire. La présence massive de volcanoclastites, de rhyolites et de roches de composition intermédiaire corrobore cette opinion.

ÂGE ET CORRÉLATION

Depuis l'époque de Logan (1863), les schistes de Weedon et de Sherbrooke sont considérés comme étant des unités corrélatives. Contrairement à Cooke (1950), Duquette affirme que les schistes de Weedon sont post-Ordovicien moyen ou Ordovicien supérieur (1961b). Ceci est appuyé par St-Julien et Hubert (1975) qui maintiennent que la Formation d'Ascot-Weedon est d'âge ordovicien inférieur à moyen, puisque des horizons de felsites très semblables caractérisent les assises du Groupe de Magog. Nous sommes d'accord avec cette affirmation. Il est important de signaler ici que, dans notre région, les conglomérats à blocs non déformés (4c) et les niveaux à blocs cisaillés (4cc) contiennent en grande partie des clastes et des fragments arrondis de la Formation d'Ascot-Weedon.

TRAVAUX FUTURS

Quoique le but principal de ce rapport ne soit pas la localisation de zones minéralisées ou même le développement d'une méthodologie d'exploration lithogéochimique, les informations pétrographiques et chimiques des pages précédentes pourront, du moins nous l'espérons, servir de guide pour une prospection future dans le complexe d'Ascot-Weedon. Des études qui viseraient à établir une relation entre le chimisme et la minéralisation devraient en premier lieu porter sur un relevé sédimentologique et stratigraphique du complexe.

Pour ce faire, un réseau serré de cheminements (1:5000) et un échantillonnage systématique permettraient d'établir des coupes détaillées et de préciser la stratigraphie du complexe. Un secteur caractérisé par une forte densité d'affleurements se trouve notamment entre 5 et 7 km à l'est de Duplin.

La structure et la stratigraphie étant à la base de toute interprétation de l'évolution magmatique, il serait nécessaire tout d'abord d'individualiser les faciès en établissant un rapport entre la granulomé-

trie, la nature des fragments et les structures primaires, et l'épaisseur de l'unité. Ces facteurs peuvent aider à établir le mode de transport et résoudre le problème du contexte d'accumulation des matériaux, soit proximal ou distal.

Une étude pétrochimique des éléments majeurs à l'aide de diagrammes de variation, supportée par un contrôle pétrographique, peut isoler les faciès et aider ainsi à subdiviser l'édifice volcanique en unités stratigraphiques, basées sur le chimisme des roches. Une analyse d'éléments traces et de terres rares peut éclaircir davantage le cheminement de l'altération et suggérer ainsi l'évolution du processus volcanique. Le calcul de minéraux normatifs, en tenant compte des éléments volatils, couplé aux méthodes pétrogéochimiques mentionnées ci-haut, peut contribuer à déterminer l'affinité du complexe et à le situer dans un milieu tectonique de formation.

Les lecteurs intéressés à ce genre de recherche appliquée sont invités à consulter les travaux récents sur la lithogéochimie des roches volcaniques en Abitibi. Les méthodes utilisées par les auteurs visent à développer de nouveaux guides d'exploration pour les métaux de base (Gélinas *et al.*, 1976, 1982; Valiquette *et al.*, 1980).

Granodiorite et granophyre

Des amas irréguliers d'une grande masse de granodiorite et de granophyre contenant des enclaves de roche hybride, occupent le centre et le flanc SE des monts Stoke, au SW du lac Miroir. Cette masse démembrée couvre une aire d'environ 35 km² et représente le prolongement vers le NE du granite à albite cartographié par Lamarche dans le secteur de Beauvoir—Ascot Corner (1967). Une autre masse de roches granitiques, beaucoup plus restreinte et allongée, se trouve à la bordure est du segment oriental des monts Stoke; elle correspond à la masse de granite à albite rapportée par Duquette dans la région de Gould (1960b). Typiquement, les roches se trouvent dans les terrains d'élévation basse à moyenne. Le versant SE de la chaîne, où le complexe contient d'innombrables enclaves de tuf rhyolitique et felsique, dessine une topographie ciselée par des cours d'eau transversaux. La majeure partie du socle se trouve dans un secteur à forêt dense où les affleurements représentatifs sont rares.

Des apophyses de granophyre qui envahissent les roches d'éponte, la présence d'enclaves et de xénocristaux, ainsi que d'autres indices de contamination et d'hybridation, signalent un contact intrusif entre le granite et la Formation d'Ascot-Weedon. Les intrusions se présentent, soit sous forme de lentilles de taille très variable, disséminées ici et là parmi les coulées et les roches volcanoclastiques, soit en masses irrégulières bourrées d'enclaves de la roche encaissante. Il est probable que les intercalations font essentiellement partie de la masse principale de l'intrusif qui affleure surtout sur le flanc est de la chaîne. Seuls les amas de 10 m et plus apparaissent sur la carte.

Il est rare de trouver un échantillon représentatif de la roche. En fait, c'est généralement une roche hybride difficile à définir en raison de son hétérogénéité, tant par sa composition minéralogique que par sa texture. L'index de coloration varie d'un endroit à l'autre, dépendant du degré de contamination par la roche d'éponte.

De couleur variant de crème à vert pomme ou vert foncé, la granodiorite et le granophyre ont une texture grossière et extrêmement schisteuse. De gros cristaux anguleux de quartz vitreux et des feldspaths mats et idiomorphes sont enveloppés dans une pâte foliée de séricite et de chlorite. Des veinules et venues irrégulières de granophyre envahissent la roche encaissante, produisant ainsi une roche hybride caractérisée par des agrégats diffus de chlorite, de quartz et de feldspath. Dans le secteur des roches vertes de la partie sud de la région, de gros métacristaux de feldspath et d'amphibole forment des plages irrégulières qui donnent l'aspect d'un pegmatoïde. Un autre faciès d'apparence gabbroïque, composé presque uniquement d'amphiboles, se trouve dans une partie marginale d'une lave basique, à 4,5 km à l'ESE de la barrière de la propriété de Domtar.

Une association intime entre la métagranodiorite foliée et les tufs felsiques, sur le versant SE de la chaîne, rend la séparation des deux lithologies presque impossible par endroits. Bien qu'à certaines localités des zones de texture aphanitique indiquent la présence de cornéennes, le degré d'altération et de contamination ne semble pas très élevé. En fait, quoiqu'une pénétration intime entre l'intrusif et les volcanoclastites felsiques soit très commune, les travaux sur le terrain n'indiquent pas de réactions mutuelles ou une métasomatose très prononcée. Au contraire, les cas typiques suggèrent une incorporation plutôt qu'une assimilation ou une digestion des tufs et des brèches felsiques.

Le granite au faciès le plus typique se trouve sur le versant SE des monts Stoke, ainsi qu'à la limite nord de la carte. Bien que la roche semble être plus fraîche dans ces secteurs, les structures indiquent que, là aussi, le granite a subi les effets des déformations qui ont bouleversé les roches encaissantes. En effet, la texture et les clivages suggèrent un métamorphisme polyphasé dans la métagranodiorite foliée et même un métamorphisme post-tectonique. Ceci est bien démontré à 4,1 km au NNW de South Dudswell par exemple, où une granodiorite leucocrate à gros grain révèle des porphyroblastes de feldspath idiomorphe, qui recoupent nettement le clivage tardif S_2 (tableau 5 et figure 10).

TABLEAU 5 - Analyses chimiques de granodiorites et granites albitisés de la Formation d'Ascot-Weedon

N° du laboratoire	90034	90035	90041	90893	92199	90037
N° sur les diagrammes	23	24	25	26	27	28
SiO_2*	76,5	74,2	74,9	76,8	77,7	92,6
Al_2O_3	13,0	13,0	14,3	13,6	12,5	4,55
Fe_2O_3	—	—	—	0,75	0,94	—
FeO	—	—	—	0,19	0,64	—
MgO	0,38	1,24	0,11	0,22	0,24	0,12
CaO	0,08	0,91	0,14	0,04	0,12	0,04
Na_2O	4,83	1,69	7,80	4,39	4,23	0,07
K_2O	2,17	3,66	0,13	4,14	1,58	1,26
TiO_2	<0,10	<0,10	<0,10	0,10	0,24	0,20
P_2O_5	0,02	0,01	0,03	0,04	0,05	0,01
MnO	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01
CO_2	—	—	—	—	—	—
S	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01
Fe t. en Fe_2O_3	1,39	1,41	1,38	—	—	0,60
Perte au feu	0,91	3,00	0,46	0,89	1,19	0,85
Cu**	13	11	4	3	15	6
Zn	39	30	24	30	55	14
Ni	0,5	0,3	2	<0,2	4	0,8
Cr	1	2	2	4	2	11
V	—	—	—	3	9	—
V_2O_5	<0,5	<0,5	<0,5	—	—	22
Sr	37	25	82	51	61	14
Zr	84	88	51	66	220	140
Ba	840	850	160	1000	320	230
Y	36	41	22	22	8	4

* en % du poids; ** en ppm (laboratoires du ministère de l'Énergie et des Ressources).

23. Granodiorite à gros phénocristaux d'albite (voir figure 11); à 4,1 km au NNW de South Dudswell.
24. Idem; à 3,1 km au SSW de Dudswell.
25. Granite à albite, ou felsite albitisée; à 4 km à l'WSW de Willard Mills.
26. Granodiorite ou adamellite; à 3,5 km au SW du lac Miroir.
27. Granodiorite albitisée; extrémité NE de la région cartographiée.
28. Microgranite ou felsite; (ou est-ce un fragment de quartzite dans le conglomérat à blocs du Lambton (4c) ?); à 700 m au SE du lac Stoke.

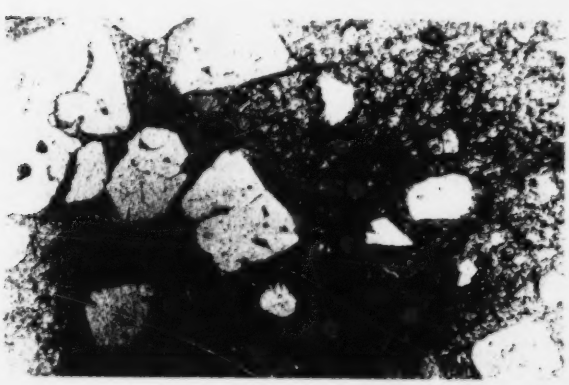


FIGURE 10 - Granodiorite à gros grain montrant des phénocristaux corrodés de quartz carré et bipyramidal (voir analyse n° 23, tableau 5) (x24, lumière nat.).

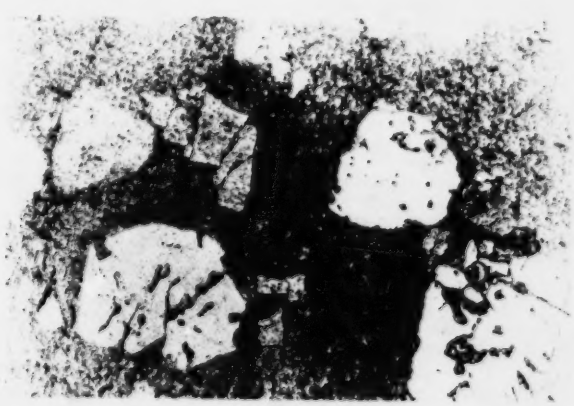


FIGURE 11 - Granodiorite porphyrique à phénocristaux de quartz (voir analyse n° 24, tableau 5) (x24, lumière nat.).

Sous le microscope (figures 10 et 11), la structure schisteuse très évidente se traduit par l'orientation pénétrante des paillettes de séricite et de chlorite, qui enveloppent les phénocristaux de quartz fracturés et résorbés (25 à 35%). En général, il est difficile de séparer avec certitude, en lame mince, les granodiorites porphyriques des felsites, car des cristaux squelettiques et corrodés de quartz caractérisent ces deux faciès. Les quartz et les feldspaths peuvent atteindre une taille de 5 mm. Ces derniers sont de composition sodique, maclés et presque totalement altérés, renfermant par endroits des traînées de séricite. La pénétration mutuelle de quartz et d'albite indique localement une texture micrographique (figure 12). Dans quelques lames minces du complexe contaminé, la roche contient des proportions considérables de calcite et de cristaux idiomorphes d'ankérite.

Il a été noté plus haut que les lentilles de roche granitique et de tuf felsique intercalées dans la Formation de Lambton, dans le segment ouest des monts Stoke, représentent probablement des écailles mises en place par des failles inverses. Bien que le complexe intrusif se présente sous des faciès assez divers, les données de terrain n'appuient pas l'hypothèse d'intrusions multiples. Le degré de métamorphisme et les indices de déformations multiples suggèrent une masse de granite ancien caractérisé par une multitude de xénolites, dont la composition est celle des roches de la Formation d'Ascot-Weedon. La roche n'est aucunement zonée, sans structure planaire ou linéraire et sans pli de retroussement. De plus, la distribution assez uniforme d'enclaves incorporées dans le granite et le manque d'assimilation très prononcée, suggèrent qu'il s'agit probablement de la partie sommitale d'une masse plus considérable en profondeur.

Nous n'avons pas de preuves suffisantes pour affirmer que le complexe intrusif des monts Stoke est un produit d'injections multiples. D'excellents groupes d'affleurements dans la partie NE du secteur oriental des monts Stoke montrent que la granodiorite est intrusive dans les laves mafiques d'Ascot-Weedon. Selon Duquette (1961b) et St-Julien et Hubert (1975), le complexe est relié à l'orogenèse taconique.

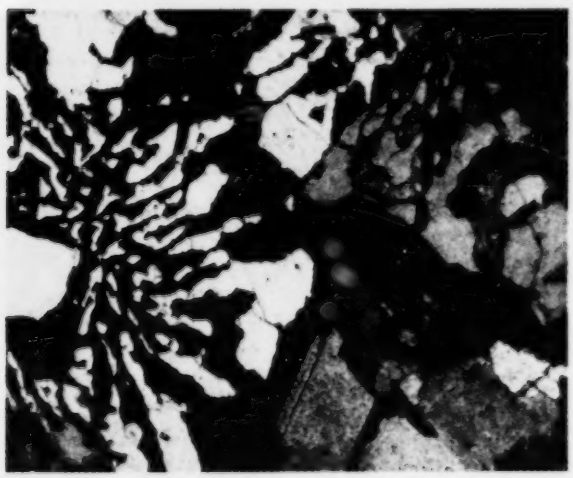


FIGURE 12 - Granophyre montrant une texture micrographique avec plagioclases albitisés (x35, lumière nat.)

Une détermination d'âge isotopique au K-Ar, à partir de la muscovite d'une granodiorite altérée et foliée, donna 322 ± 14 Ma (Wanless *et al.*, 1968) et 329 ± 14 Ma (Poole, 1980). Une datation au Rb-Sr, à partir de 11 échantillons (dont 8 étaient des trondhjemites altérées) de la masse granodioritique d'Ascot Corner, révèle deux domaines d'âges différents, à savoir: 397 ± 38 Ma et 418 Ma (Poole, 1980). Ce chercheur note que ces résultats non décisifs sont dus à la mobilisation d'éléments associés aux processus métasomatiques dévoniens.

Dans notre région, il est partout évident que l'âge de l'intrusion est antérieur à celui des conglomérats à blocs (4c) de la Formation de Lambton (siluro-dévonien). Il semble également clair que les horizons de conglomérats à blocs cisaillés (4cc) représentent les plans de chevauchement multiples du complexe d'Ascot-Weedon, y compris la masse intrusive, sur la Formation de Lambton. Le patron des lithologies, comme l'indiquent les cartes qui accompagnent ce rapport, suggère que ces zones de chevauchement (zones remobilisées et phases sans doute tardives) furent modifiées par un plissement majeur postérieur (P_2), comme nous l'avons signalé dans le secteur au SW du lac Miroir.

CHIMISME ET MILIEU TECTONIQUE

Nous avons mentionné plus haut qu'il est difficile à beaucoup d'endroits de reconnaître et de séparer avec certitude les felsites et les granodiorites, surtout lorsqu'elles sont à texture porphyrique. En effet, même sous le microscope, la ressemblance entre ces faciès est frappante (figures 3, 5, 11 et 12).

À l'exception de leur teneur plus élevée en SiO_2, les granophyres, granodiorites et granites à albite sont, chimiquement, très semblables aux dacites et aux rhyodacites (tableaux 2, 3 et 5). La présence erratique du feldspath potassique a été rapportée par plusieurs auteurs (Duquette, 1961b; Poole, 1980). Les données de ce dernier indiquent que généralement le «granite de Moulton Hill», dans les environs d'Ascot Corner, est en réalité une métatrondhjemite.

Ainsi que nous l'avons mentionné précédemment, les chercheurs signalent également que la distribution du feldspath potassique est sporadique. L'étude de lames minces et les données chimiques suggèrent aussi que la majeure partie du complexe intrusif consiste en granodiorite, granophyre et granite porphyrique à albite, accompagnés de masses de roches hybrides (tableau 5). Les analyses indiquent un pour-

centage de SiO_2 beaucoup plus élevé (76,02%) que celui de la moyenne des granodiorites qui est de 66,09% (Le Maître, 1976). La teneur en Na_2O est également assez élevée et erratique, comme l'indique les figures 8 et 9; sur cette dernière, on peut noter qu'une teneur stable en SiO_2 est accompagnée d'une dispersion considérable sur l'ordonnée de K_2O + Na_2O, ce qui reflète la mobilité de ces éléments lors de la recristallisation. Le diagramme AFM montre également que le nuage des points est assez concentré; les valeurs se regroupent dans le domaine riche en K_2O+Na_2O et pauvre en FeO total (figure 9).

En général, en comparaison de granodiorites typiques, l'ensemble intrusif de Stoke se caractérise par un enrichissement marquant en SiO_2 et Na_2O et un appauvrissement relatif en Al_2O_3, K_2O, CaO et MgO. Globalement, le complexe peut se définir comme un ensemble de granodiorite porphyrique riche en quartz et en albite; des faciès de granophyre et de granite porphyrique à albite sont aussi présents, le tout très altéré et folié.

De par ses traits pétrographiques et chimiques, il nous semble raisonnable d'associer le complexe intrusif de Stoke au domaine calco-alcalin, en association normale avec les felsites d'Ascot-Weedon. Cependant, il est risqué de définir l'affinité d'un intrusif ayant subi une altération secondaire. Nous pensons que le milieu de formation pour la granodiorite est relié à une zone de subduction et à un milieu d'arc insulaire. L'association de laves intermédiaires, de complexes dacitiques et de trondhjemite tend également à confirmer cette hypothèse. Il faut admettre ici que la majorité des volcanoclastites dacitiques étaient originellement, sans doute, rhyolitiques. Des patrons de dispersion des terres rares et des éléments traces aideraient probablement à confirmer cette hypothèse.

Formation de Saint-Victor

La Formation de Saint-Victor et la Formation sous-jacente de Beauceville constituent le Groupe de Magog, d'âge ordovicien moyen (St-Julien, 1963b, 1972; Lamarche, 1972; St-Julien et Hubert, 1975). Les roches du Magog occupent le coeur du synclinorium de Saint-Victor, formant une bande de 5 à 20 km de largeur située entre le complexe d'Ascot-Weedon et le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé au SE, et les mélanges de Saint-Daniel au NW (St-Julien et Hubert, 1975). Ce bassin de proportion régionale s'est formé dans un milieu océanique; il est limité à l'est par la faille de Guadeloupe, et à l'ouest par la ligne de Baie Verte-Brompton (St-Julien *et al.*, 1976; Williams et St-Julien, 1978; St-Julien *et al.*, 1983). Dans le secteur du lac Saint-François, à environ 40 km au NE de notre région, le Magog est en contact discordant avec le mélange de Saint-Daniel sous-jacent, ainsi qu'avec les roches clastiques et les calcaires siluro-dévoniens au-dessus (St-Julien, 1970b).

Dans notre région, le Groupe de Magog est représenté par son membre supérieur, la Formation de Saint-Victor. Celle-ci est composée de trois unités lithologiques très semblables, tant en composition qu'en texture et en structure. La séquence débute avec des shales gris, des siltstones et des grès feldspathiques interlités formant des rythmites (3a); celles-ci sont superposées en contact graduel par des siltstones et grès feldspathiques et lithiques massifs (3b), renfermant des niveaux rares de tuf felsique (3bb) et des zones étroites de conglomérat polymictique. L'unité la plus jeune (3c) consiste en siltstone laminé et rougeâtre avec du shale gris interlité.

Le contact SE de la Formation de Saint-Victor avec les roches de la Formation de Lambton constitue une faille dont la trace est exposée le long de la route allant de Stoke à Saint-Camille, à 7 km au SSW de Saint-Camille. Là, sur une largeur de plusieurs mètres, une bande schisteuse et phylliteuse, avec des zones graphitiques, talqueuses et microbréchiques («gouge») atteste de la présence d'une fracture importante.

Les shales gris et les silstones interlités (3a) occupent le secteur NW de la région cartographiée. Des groupes représentatifs de rythmites affleurent le long des chemins et dans des endroits légèrement boisés et facilement accessibles. Typiquement, la roche exhibe une alternance régulière de lits de pélites et de siltstone gris de 3 à 5 cm d'épaisseur. Les grès gris, qui à maints endroits les accompagnent, sont typiquement gris moyen, granoclassés et peuvent atteindre jusqu'à 2 m d'épaisseur. Leur litage, de pendage abrupt vers le NW ou le SE, est partout à polarité normale. Avec le clivage axial à pendage de 70 à 85° vers le NW, cet ensemble indique de nombreux petits plis en «m» déversés vers le SE. La plupart des axes ont un plongement de 10 à 35° vers le SW, bien qu'à plusieurs endroits des inversions fréquentes de plongement ont été remarquées. Ces rythmites sont identiques aux «schistes ardoisiers avec interlits de grès impur gris foncé» (S2), observés par St-Julien (1970b) dans la région du lac Saint-François, en particulier à 2 km au NNE de Sainte-Praxède.

Les siltstones et les grès feldspathiques et lithiques gris moyen, avec shale et siltstone interlités (3b), constituent la majeure partie de la Formation de Saint-Victor dans la région. Les affleurements les plus représentatifs se trouvent le long de la route 255, vers Saint-Camille, à 4,5 km au NW de Saint-Adolphe-de-Dudswell, et sur les collines environnantes. D'autres groupes d'affleurements, renfermant des alternances régulières de siltstone, de grès et de shale, occupent les collines à 2 km et 1,3 km à l'WNW et au NW de Stoke respectivement. Ces roches étaient

provisoirement considérées comme faisant partie de la Formation de Lac Aylmer. Les travaux récents confirment l'hypothèse antérieure qui voulait que ces rythmites fassent partie de la section sommitale du Groupe de Magog (de Römer, 1981, p. 25).

Les lits de siltstone et de grès, gris à brunâtre en surface altérée et gris moyen à clair lorsque frais, sont généralement granoclassés, variant de 0,1 à 1,5 m d'épaisseur. La série de rythmites est typiquement déformée en de nombreux plis ouverts et isopaques, à plan axial vertical ou légèrement déversé vers le SE. Les inversions de plongement de 20 à 40° vers le NE ou le SW sont très fréquentes (figures 13 et 14).

Sous le microscope, les grès et les siltstones affichent une texture psammitique. La roche contient du quartz subangulaire (15 à 20%), du feldspath alcalin (20 à 25%) et des clastes de matériel recristallisé flottant dans une pâte argileuse transformée en séricite et en chlorite. Dans quelques lames minces, le tri pauvre et la forme angulaire des clastes répandus en grande quantité dans la matrice donnent l'aspect d'une microbrèche ou d'un grès impur, du type wacke feldspathique à wacke lithique (figure 15).

De rares et minces niveaux concordants de tuf felsique (3bb), de couleur jaunâtre crème à gris bleuâtre, sont intercalés dans cet ensemble. Ces roches volcanoclastiques de composition dacitique renferment des grains vitreux de quartz et des cristaux d'albite baignant dans une matrice quartzo-feldspathique kaolinisée (tableau 6, échantillon 90028).

Il est probable que notre ensemble est équivalent au «schiste ardoisier intercalé de lits minces de siltstone et grès» (S3) compris dans la Formation de Sherbrooke de la région du lac Saint-François (St-Julien, 1970b). En effet, les affleurements observés

FIGURE 14 - Rythmites de la Formation de Saint-Victor, composées d'une alternance de siltstone et de shale. La nervure produite par l'érosion différentielle et la réfraction du clivage indique la disposition courante de la linéation $L_2^?$ de 25° vers N35°E; à 1,3 km au NW de Stoke.

au bord de la route à 2,5 km à l'est de Sainte-Praxède sont identiques à l'ensemble exposé dans notre région, comme c'est le cas le long de la route à 4,5 km au NE de Saint-Adolphe-de-Dudswell. Nous tenons à noter ici que la Formation de Sherbrooke, comme l'ont redéfinie Cooke (1950) et St-Julien (1963b, 1970b), devrait être incorporée dans la Formation de Saint-Victor.

Dans notre région, le membre supérieur (3c) de la Formation de Saint-Victor comprend un siltstone laminé rougeâtre avec des shales et du siltstone gris interlités. Un ensemble très semblable (4a) est aussi présent dans l'unité au-dessus, celle du Lambton. Les meilleurs affleurements de siltstone rougeâtre laminé sont exposés le long de la route 255, à 3 km à l'ouest du lac d'Argent et dans les collines à 1,4 km au NW du même lac. À cet endroit, des niveaux de siltstones rougeâtres et granoclassés, de 3 à 4 cm

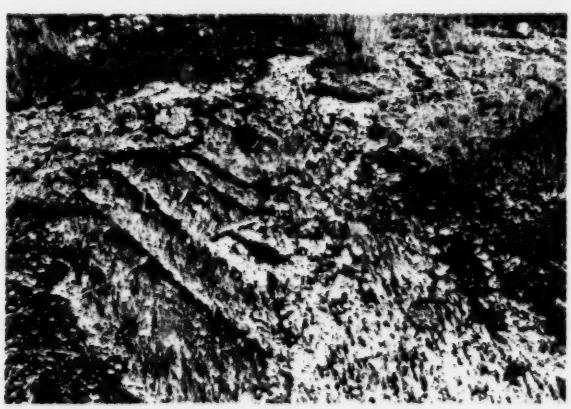


FIGURE 13 - Rythmites de la Formation de Saint-Victor. Vue en plan d'un pli ouvert légèrement déversé vers le SE et plongeant de 20° vers le NE; à 2,2 km à l'WNW de Stoke (voir analyse n° 90025, tableau 6).

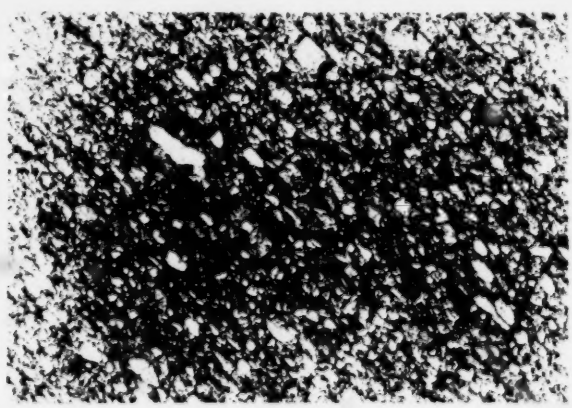


FIGURE 15 - Formation de Saint-Victor (3b); wacke lithique foliée composée essentiellement de quartz, de feldspath alcalin et de clastes lithiques baignant dans une matrice argileuse, légèrement recristallisée. (Semblable au n° 90025, tableau 6), (x24, lumière nat.).

TABLEAU 6 - Analyses chimiques* de grès lithiques et felsites de la Formation de Saint-Victor et de la Formation de Lambton

N° du laboratoire	90024	90025	92195	90028	90029	90885	90891
SiO_2	64,0	63,2	66,4	67,7	74,0	52,2	71,5
Al_2O_3	17,0	16,5	13,8	12,0	12,4	17,3	14,2
Fe_2O_3	—	—	1,13	—	—	1,22	1,33
FeO	—	—	4,50	—	—	6,30	2,54
MgO	3,05	2,19	2,12	1,41	1,01	4,48	2,57
CaO	0,89	2,88	1,49	4,64	0,61	4,21	0,27
Na_2O	4,43	3,51	4,48	2,82	3,60	5,30	3,37
K_2O	2,02	2,63	1,53	2,50	2,60	1,05	2,49
TiO_2	0,60	0,80	0,59	0,40	0,30	0,63	0,46
P_2O_5	0,16	0,16	0,13	0,08	0,04	0,13	0,07
MnO	0,06	0,11	0,10	0,12	0,04	0,12	0,03
CO_2	—	—	—	—	—	—	—
S	0,09	0,01	0,01	0,01	0,02	0,16	0,07
Fe t. en Fe_2O_3	5,60	5,30	—	3,06	2,92	—	—
Perte au feu	2,80	4,20	2,89	4,90	2,50	5,82	2,60

* en % du poids (laboratoires du ministère de l'Énergie et des Ressources).

29. Grès lithique et feldspathique dans une séquence de rythmites; Formation de Saint-Victor (3b); à 1,7 km au SW de Stoke.
30. Idem; à 2,1 km à l'WNW de Stoke.
31. Wacke dure et massive; Formation de Saint-Victor (3b); à 3 km à l'WNW du lac d'Argent.
32. Tuf dacitique; Formation de Saint-Victor (3bb); à 2,5 km au NE de Stoke.
33. Tuf rhyolitique massif; Formation de Saint-Victor (3bb); à 1,2 km au SW du lac Stoke.
34. Grès tufacé et massif; Formation de Lambton (4); à 3,5 km au NNE du mont Chapman.
35. Grès tufacé gris bleuâtre interlité avec shales gris; Formation de Lambton (4); à 5 km à l'ouest du lac Miroir.

d'épaisseur, alternent régulièrement avec des shales silteux gris moyen (figure 16). On observe, occasionnellement, des bancs de grès silteux de 50 cm d'épaisseur, exhibant une lamination oblique. Ce site se trouve dans le coeur d'un synclinal légèrement déversé vers le SE et dont le plongement général est de 30° vers le SW. Les inversions de plongement sont cependant très fréquentes. Le changement rapide des pendages, qui varie de 30° à 60° et dont la polarité est partout normale, indique de nombreux petits plis inclinés dont la longueur d'onde atteint 10 cm.

Des excursions au-delà de notre région, dans les secteurs des lacs Aylmer et Saint-François, révèlent que des siltstones rougeâtres très semblables affleurent au bord de la route à 8 km au nord de Saint-Gérard; ceux-ci ont été placés dans le Beauceville (Duquette, 1961a). Des ensembles semblables ont aussi été observés plus au NE, où ils sont compris dans une bande de «schiste ardoisier avec quelques interlits de grès impur» (V1), cartographiée par St-Julien (1970b).

Certains traits caractéristiques, tels les structures primaires, le manque de fossiles, la composition des grès et des siltstones, et l'alternance monotone shale-siltstone-grès, font que le Saint-Victor de notre région est un flysch typique.

FIGURE 16 - Siltstone granoclassé et rougeâtre interlité avec des shales silteux gris moyen. La polarité est vers le haut. Formation de Saint-Victor (3c).

Groupe de Saint-François

LITHOLOGIE

Les roches de ce groupe, dans les environs du lac Saint-François et du lac Aylmer, sont connues depuis les temps de Logan (1863), Selwyn (1880) et Ells (1886). Elles furent l'objet d'études plus ou moins systématiques pendant les cinquante dernières années; les travaux principaux ont été effectués par Burton (1933); Laverdière (1936); Cooke et Clarke (1937); Cooke (1937, 1948, 1950); Duquette (1961b); et St-Julien (1970b).

La définition stratigraphique du Groupe de Saint-François est le fruit d'une cartographie détaillée, réalisée surtout par Duquette, dans la région des lacs Louise (Weedon) et Aylmer (1960a, 1960b, 1961a), et par St-Julien, dans le secteur du lac Saint-François (1970b).

Nous basant sur les travaux de Duquette, nous avons subdivisé dans un rapport précédent (de Römer, 1981) les roches siluro-dévoniennes en deux unités principales: la Formation de Lac Aylmer à la base et le Groupe de Saint-François au-dessus. En 1982, à la suite de travaux de cartographie, nous remplaçions, en accord avec les résultats de St-Julien (1970b), la Formation de Lac Aylmer par la Formation de Lambton, et nous subdivisions le Groupe de Saint-François en trois unités concordantes (St-Julien *et al.*, 1983). Ce sont, dans l'ordre stratigraphique ascendant: la Formation de Lambton, la Formation d'Ayer's Cliff et la Formation de Compton. Le Groupe de Saint-François, d'âge siluro-dévonien, fait partie du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Selon St-Julien *et al.* (1983) les roches de ce dernier forment un allochtone reposant sur les assises du synclinorium de Saint-Victor.

Formation de Lambton

Les shales calcareux, les calcaires et les conglomérats exposés aux environs des lacs Aylmer et Saint-François ont été remarqués et étudiés depuis plus de 100 ans. Bien que Burton (1933) fut le premier à les incorporer dans les «Lake Aylmer Series» ce fut Duquette (1961b) qui, dans la région des lacs Louise (Weedon) et Aylmer, les cartographia systématiquement. Il confirma définitivement les résultats de chercheurs antérieurs, à savoir que les conglomérats de base et les calcaires épais et impu[illegible] du sommet de la Formation de Lac Aylmer correspondent en fait à la séquence basale du Groupe de Saint-François (Saint-Juste) d'âge siluro-dévonien. La cartographie dans la région du lac Saint-François établit que la stratigraphie plus élaborée de la Formation de Lambton correspond à celle rapportée pour la Formation de Lac Aylmer (St-Julien, 1970b). Nos travaux et vérifications des deux dernières années, au-delà de notre région, ont définitivement démontré que la séquence de conglomérats, de dolomies et de calcaires récifaux des régions de Saint-Adolphe-de-Dudswell et de Lime Ridge (que nous avions appelé Formation de Lac Aylmer dans un rapport inédit, 1981) correspond en grande partie à la lithologie incluse dans la Formation de Lac Lambton dans les environs du lac Saint-François (St-Julien, 1970; St-Julien *et al.*, 1983).

Dans notre région, les membres de la Formation de Lambton occupent plusieurs bandes allongées, orientées NE-SW. Celles qui occupent le coeur des synclinaux (Lamarche, 1967; De Römer, 1981) reposent en discordance sur certains membres du Saint-Victor. Les limites supérieures et inférieures de la bande étroite qui longe la vallée de la rivière Stoke sont le site de failles. Ainsi, une zone fortement cisaillée et accompagnée de stries (gouge) indique la trace d'une faille qui marque le contact entre la Formation de Lambton et les roches du Saint-Victor, au bord de la route, à 10 km au SW du lac d'Argent. Au SE du lac Miroir, une autre bande du Lambton, bien développée surtout au NE, forme la bordure du segment principal des monts Stoke. Elle repose en discordance sous l'allochtone du complexe d'Ascot-Weedon. Bien que le passage entre la Formation de Lambton et les roches plus jeunes de la Formation d'Ayer's Cliff soit normalement graduel, une faille d'envergure régionale semble séparer ces deux unités. Les directions opposées des pendages des clivages, mesurées dans une série d'affleurements longeant la route 112 à l'est du lac d'Argent, confirment cette hypothèse. Dans les secteurs orientaux de la région, la faille de chevauchement de Weedon recoupe les membres inférieurs de la Formation de Lambton. Là aussi, l'allochtone de roches volcaniques et granitiques d'Ascot-Weedon repose sur une ceinture de roches siluro-dévoniennes.

Lithologie

La Formation de Lambton comprend un assemblage complexe de grès et de siltstones lithiques et de shales interlités (4), qui contient plus particulièrement, en ordre ascendant, les lithologies suivantes: des siltstones laminés rougeâtres (4a); de rares niveaux de tuf felsique (4b); des zones de conglomérat à blocs (4c) renfermant des zones de roche cisaillée et des écailles d'Ascot-Weedon (4cc); des siltstones brunâtres et dolomitiques contenant des zones conglomératiques (4d); une dolomie massive accompagnée de siltstone dolomitique (4e) qui passe graduellement à un calcaire massif, fossilifère et récifal (5); un ensemble de siltstones dolomitiques et calcareux (6) renfermant un horizon mince de conglomérats et de brèches polymictiques (6a). Les contacts entre ces lithologies sont partout graduels.

Les meilleurs affleurements, ainsi que les plus représentatifs du complexe non différencié et monotone de grès et de siltstones, gris à gris bleuâtre, et interlités (4), sont exposés dans les collines à 2,5 km à l'WNW de Lime Ridge et tout le long du flanc NW des monts Stoke proprement dits. En général, les grès sont massifs, à gros bancs (0,5 à 3 m) et tufacés; ils contiennent des faciès microconglomératiques et, à beaucoup d'endroits, bréchiques. Ils peuvent être considérés comme des wackes lithiques. Le litage n'est pas partout visible, excepté là où les grès sont interlités avec des siltstones et des shales et où un granoclassement est évident. Les niveaux schisteux contiennent deux clivages, dont S_2 est la structure principale, avec un pendage abrupt vers le SE, ou vertical (figure 17). D'excellents affleurements représentatifs de grès lithiques peuvent être examinés sur la crête vallonnée de la colline, à 1 et à 2,3 km au SW de Lime Ridge. En beaucoup d'endroits, la roche est parsemée de petites taches de carbonates limonitisés. Là où la texture devient plus grossière et la composition plus hétérogène, les grès revêtent une couleur rouille. Des plis disharmoniques, en contact net avec de gros bancs de grès lithiques, indiquent une déformation syngénétique, comme on peut l'observer sur les affleurements à 3,5 km à l'WSW de Lime Ridge. L'ensemble est caractérisé par un changement de pendage très fréquent, dont la polarité est cependant partout normale. L'inversion du plongement, d'une variation de 10 à 30° vers le NE ou le SW, est observée sur des distances d'environ 10 m.

En lame mince, les grès contiennent de 25 à 35% de quartz, et le pourcentage de fragments est généralement plus élevé que celui des feldspaths. Ceux-ci, très altérés, sont de composition sodique. La calcite, sous forme d'agrégats ou de ciment, est presque partout présente.

À bien des endroits, l'apparence des affleurements individuels est identique à celle rencontrée dans le domaine du Saint-Victor. Cependant, les zones de brèche intraformationnelle assez fréquentes, et les conglomérats polymictiques associés à beaucoup d'endroits aux zones de conglomérat à blocs et aux niveaux dolomitiques, indiquent qu'on est en présence de la lithologie du Lambton.

Les siltstones laminés rougeâtres (4a) contiennent de minces interlits de grès, de microconglomérat polymictique et de siltstone dolomitique. Les meilleurs affleurements de siltstone rougeâtre se trouvent immédiatement au SW du lac d'Argent, où une bande de 100 m de largeur a servi d'horizon-repère pour la localisation d'une série de plis serrés. La roche (du type rythmite) consiste en lits de siltstone avec laminations obliques, de 1 à 4 cm d'épaisseur, qui alternent avec des shales et du siltstone gris moyen de dimension semblable. Un ensemble de siltstones rougeâtres et de shales gris, exposé le long de la route 255 ainsi que sur les collines, à 1,5 km au NNW du lac d'Argent, a été placé dans la Formation de Saint-Victor. Ils forment le coeur d'un synclinal et appartiennent probablement à la Formation de Lambton. Des roches très semblables, observées le long de la route à 2 km au NW de la baie Ward du lac Aylmer, font partie du «schiste ardoisier rubané», du Groupe de Beauceville (Duquette, 1961a).

Les rares niveaux de tuf (4b) rencontrés dans les masses de grès lithiques sont semblables en composition et en texture aux tufs felsiques observés dans le Saint-Victor (figure 18).

Comme spécifié précédemment, la Formation de Lambton consiste principalement en un ensemble peu organisé de conglomérat polymictique, de brèche intraformationnelle et de zones de conglomérat à blocs contenant des lentilles diffuses de dolomie et de

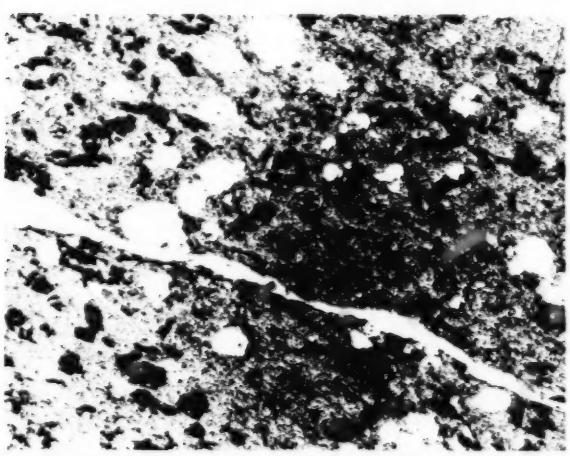


FIGURE 17 - Siltstone ou tuf lithique renfermant des grains de quartz et des clastes de pélite ou tufite laminé (S_1). Le plan principal de foliation est S_2 (x16; lumière nat.).

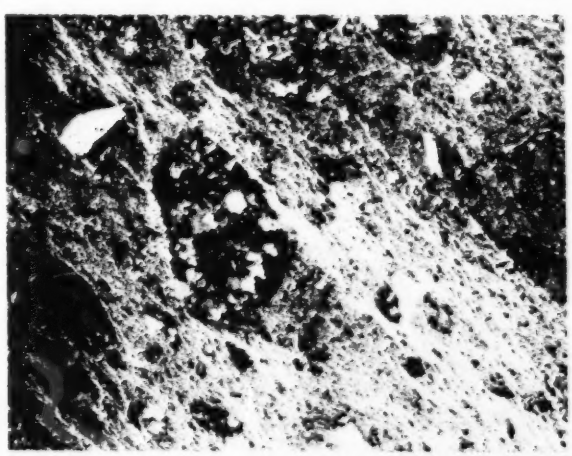


FIGURE 18 - Fragments lithiques recristallisés et porphyroblastes d'albite baignant dans une matrice microbréchique d'un tuf felsique (x35, lumière nat.).

siltstone dolomitique. Les zones de conglomérat à blocs (4c) sont le trait le plus frappant de cet ensemble. Ces bandes, qui varient de 5 à 25 m de largeur, peuvent servir d'horizon-repère sur des distances de 100 m ou plus. Elles contiennent des blocs de forme ovale ou arrondie, depuis des cailloux jusqu'à des fragments de 30 cm de diamètre. Orientés en direction subparallèle au litage, la majorité des blocs consiste en rhyolite porphyrique, en granodiorite, en granite à albite, en granophyre, ainsi qu'en fragments de grès et de quartzite, le tout baignant dans une matrice mal triée, bréchique et conglomératique de composition hétérogène (figures 19 et 20).

Sous le microscope, une texture microbréchique est apparente, exhibant une composition polylithique ou une texture enchevêtrée typique des granophyres (figure 21). En général, les fragments sont identiques en texture et en composition aux membres de la Formation d'Ascot-Weedon (tableau 7). Le quartz des granophyres est fracturé et enchevêtré d'albite. Celle-ci est habituellement séricitisée et maclée, montrant localement une structure myrmékitique. Les fragments rhyolitiques, du type porphyrique, contiennent des agrégats oblongs, quartzo-feldspathiques et dévitrifiés.

FIGURE 21 - Microbrèche polylithique associée aux conglomérats à blocs; à noter le claste de granophyre à droite. (x24; lumière naturelle).

FIGURE 19 - Conglomérat à blocs (4c) renfermant un ensemble polylithique de clastes arrondis de rhyolite porphyrique, de granodiorite, de granite à albite et de granophyre. Formation de Lambton; à 3 km au NNE du mont Chapman.

Il est important de remarquer que les contacts avec des bandes de grès conglomératiques et de siltstones argileux sont partout graduels. Le granoclassement indique des changements fréquents de pendage (figure 22).

En règle générale, les bandes de conglomérat à blocs et les lits conglomératiques sont interlités avec des zones diffuses de brèche intraformationnelle. Celles-ci renferment des fragments angulaires de shale silteux et de siltstone gris foncé, distribués pêle-mêle dans une matrice gréseuse et microbréchique (figures 23 et 24).

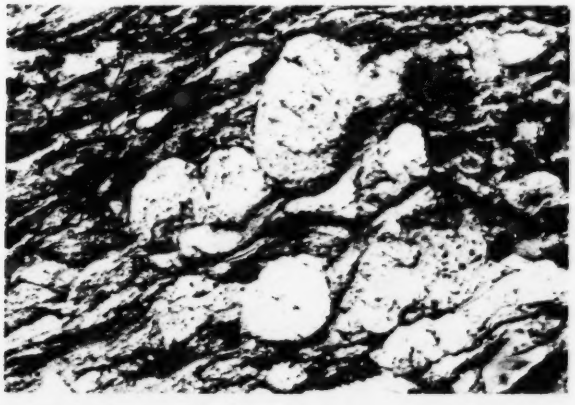


FIGURE 20 - Fragments arrondis de granodiorite et de granophyre nageant dans une matrice microbréchique et conglomératique. Formation de Lambton; à 3,5 km à l'ouest du lac d'Argent.

FIGURE 22 - Zones de conglomérat polymictique et de silstone argileux associés aux bandes de conglomérat à blocs et siltstone dolomitique. Formation de Lambton (4c); sur les collines, à 200 m au NW de Saint-Adolphe-de-Dudswell.

TABLEAU 7 - Analyses chimiques* de grès, siltstone et tufs rhyolitiques de la Formation de Lambton

N° du laboratoire	90900	90898	90899	90022	90032	92194	90886
SiO_2	69,0	58,1	64,0	78,2	69,8	71,1	70,4
Al_2O_3	15,7	17,4	16,1	12,2	14,5	15,3	15,0
Fe_2O_3	1,67	1,21	1,34	—	—	0,67	1,10
FeO	0,29	5,08	3,80	—	—	0,13	0,39
MgO	0,48	3,73	3,35	0,64	1,07	0,13	1,18
CaO	1,66	2,38	0,95	0,07	0,75	0,55	1,40
Na_2O	6,76	2,91	4,20	3,92	1,92	6,83	1,76
K_2O	1,67	2,66	2,36	2,31	4,53	2,79	5,00
TiO_2	0,29	0,58	0,60	0,20	0,60	0,50	0,23
P_2O_5	0,05	0,11	0,14	0,02	0,11	0,09	0,05
MnO	0,07	0,10	0,06	0,02	0,06	0,04	0,06
CO_2	—	—	—	—	—	—	—
S	0,03	0,08	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe t. en Fe_2O_3	—	—	—	1,24	4,30	—	—
Perte au feu	2,48	6,49	3,85	1,20	2,40	1,01	3,23

* en % du poids (laboratoires du ministère de l'Énergie et des Ressources).

36. Grès feldspathique et lithique; Formation de Lambton (4); à 4,7 km à l'WSW de Lime Ridge.
37. Grès rougeâtre et massif à ciment calcareux, Formation de Lambton (4); à 2,8 km à l'WNW du mont Chapman.
38. Siltstone gris légèrement folié; Formation de Lambton (4); à 4,9 km à l'WSW de Lime Ridge.
39. Tuf rhyolitique; Formation de Lambton (4); à 900 m au SW du lac Stoke.
40. Tuf argileux et lithique ou siltstone tufacé; Formation de Lambton (4); à 1,9 km au SW du lac Stoke.
41. Bloc de tuf rhyolitique ou rhyolite dans le conglomérat à blocs; Formation de Lambton (4c); à 200 m au NW de Saint-Adolphe-de-Dudswell.
42. Rhyolite porphyrique foliée, dans l'unité des conglomérats à blocs cisaillés; Formation de Lambton (4cc); à 3,5 km à l'ouest du lac Miroir.

FIGURE 23 - Siltstone gris clair et moucheté de dolomite ferrugineuse renfermant des clastes angulaires et désorientés de shale et siltstone laminé, type brèche intraformationnelle. Formation de Lambton; dans les collines à 2,2 km au NW de Lime Ridge.

Par endroits, des blocs de siltstone laminé et de dolomie angulaire reposent côte à côte avec des fragments arrondis de rhyolite porphyrique et de granodiorite. Des exemples de brèches polygéniques peuvent être observés à 1,8 km au NNE de Saint-Adol-

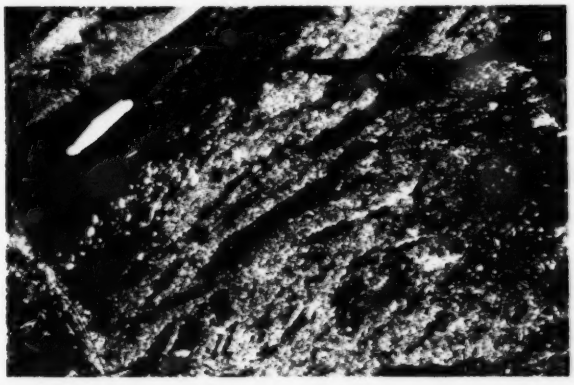


FIGURE 24 - Brèche intraformationnelle associée aux conglomérats à blocs. Les shales gris foncé et silteux baignent dans une matrice de wacke lithique. Formation de Lambton; au bord de la route, à 1,7 km au SW du lac Stoke.

phe-de-Dudswell (figure 25) et à 1,6 km au nord du mont Chapman.

Bien que les zones de conglomérat à blocs soient étroites et de continuité restreinte, un grand nombre d'horizons bien exposés ont été localisés dans la région. Les groupes d'affleurements les plus représentatifs et accessibles se trouvent dans la bande allant du lac Stoke à Stoke et Stoke-Nord, ainsi que dans le complexe plissé, immédiatement au SW du lac d'Argent. À cet endroit, l'aspect global des conglomérats et leur association avec les grès conglomératiques et les siltstones laminés et obliques suggèrent un processus de ravinement et de remplissage de chenaux.

D'excellents affleurements de conglomérat à blocs, identiques à ceux de notre région, ont été visités au SW et au NE de la région cartographiée. Ainsi, dans la région de Beauvoir—Ascot Corner (Lamarche, 1967), on observe, à 3,8 km au NW de Dufresne, des zones discontinues de conglomérat à blocs associées à des siltstones argileux. De même, les «lentilles de conglomérat de base», à 5 km au NNE de Saint-Gérard (Duquette, 1961a) et sur une longueur de 2 km à l'ESE de Sainte-Praxède (St-Julien, 1970b), sont tout à fait identiques à nos conglomérats à blocs.

Une autre bande bien exposée de conglomérat polymictique à interlits de grès et de siltstone, large de 1 km, se trouve à 5 km au nord du lac Stoke. Elle occupe, dans la partie ouest de la région, le coeur d'un synclinal légèrement déversé vers le NW. Le conglomérat est verdâtre en cassure fraîche et crème clair là où il est altéré. La texture est très hétérogène; non seulement elle change d'un endroit à l'autre, mais elle varie de microscopique à des clastes de 50 cm de diamètre. Localement, des pochettes ou des bancs de conglomérat alternent avec des lits de siltstones vert clair. La composition des clastes est également très variée. Ils comprennent des fragments angulaires de siltstone plissé, allant jusqu'à 50 cm de diamètre, ainsi que des cailloux de grès, de rhyolite porphyrique, de shale bleuâtre, de calcaire et de granophyre, le tout nageant pêle-mêle dans une pâte microbréchique verdâtre (figure 26).

L'examen en lame mince confirme les observations faites sur le terrain. Ainsi, certains fragments prennent la forme d'agrégats de microlites, alors que d'autres clastes contiennent des plages de chlorite bleue, trahissant par là leur origine ignée, probablement volcanique. On distingue nettement deux clivages; un ancien clivage, subparallèle à la forme étirée des clastes, est recoupé et légèrement transposé par un autre plus tardif, accentué par l'orientation dominante de la muscovite.

La forme angulaire et la nature fraîche des fragments de siltstone, ainsi que le fait que leur laminations soit, à beaucoup d'endroits, perpendiculaire au litage général et oblique à la foliation tardive, porte à croire que les siltstones déjà consolidés ont été modifiés par des courants d'arrachement violents ou des éboulis locaux (figure 27). Nous avons observé une lithologie identique à celle décrite ci-haut à 2 km au NNW de la baie Giguère du lac Saint-François, où elle fait partie du «conglomérat gris et grès avec quelques interlits de schiste ardoisier» (St-Julien, 1970b).

Dans la plupart des recherches antérieures, on s'accorde à dire que la lithologie de la grande majorité des clastes correspond à celle rencontrée dans la Formation d'Ascot-Weedon. Il est également évident que les conglomérats à blocs sont lentiformes et qu'ils représentent plusieurs niveaux dans un ensemble clastique situé à la base de la Formation de Lambton. En plus, il est clair que ces conglomérats sont caractérisés par un mauvais tri et qu'ils renferment, en plus de clastes arrondis de rhyolite porphyrique et de granodiorite, des fragments de siltstone et de dolo-

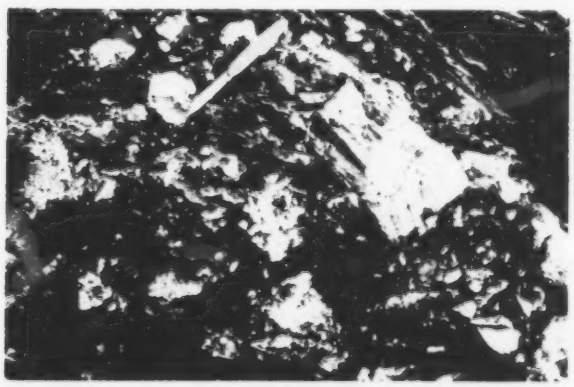


FIGURE 25 - Fragments angulaires de siltstone laminé et de dolomie en association avec des blocs arrondis de granodiorite et de rhyolite porphyrique. Formation de Lambton (4c); à 1,8 km au NNE de Saint-Adolphe-de-Dudswell.

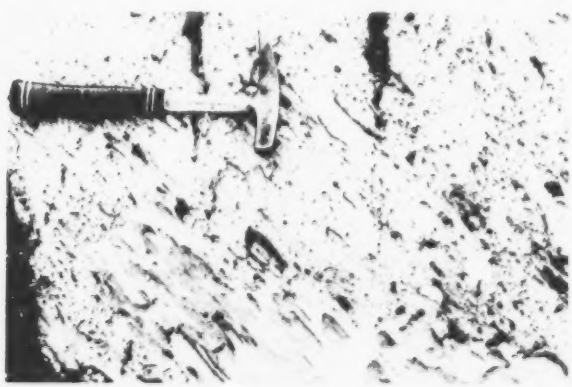


FIGURE 26 - Conglomérat polymictique avec clastes subarrondis de siltstone, de grès, de rhyolite porphyrique et de granite albitisé baignant dans une matrice bréchique hétérogène. Formation de Lambton (4c), à 6 km au SW de Stoke-Nord.

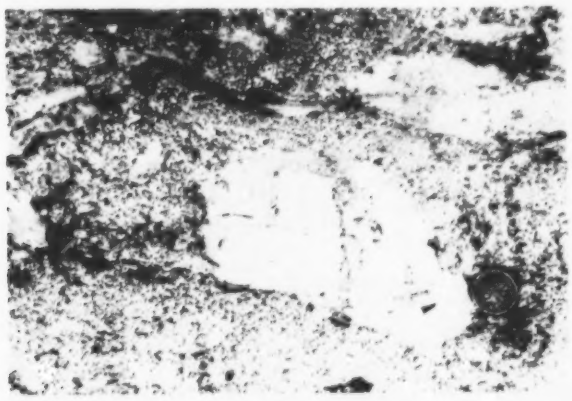


FIGURE 27 - Fragment de siltstone laminé baignant dans une pâte conglomératique hétérogène. Le clivage tardif qui recoupe le claste est de direction NE. Formation de Lambton (4c), à 2,8 km au NNW de Duplin.

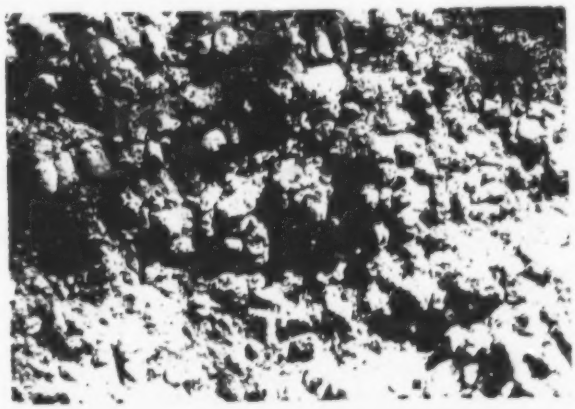


FIGURE 28 - Conglomérat à blocs renfermant, pour la plupart, des clastes de granodiorite, de rhyolite porphyrique et de granophyre. Formation de Lambton; à 1 km au NNW du mont Chapman.

mie en juxtaposition avec des brèches intraformationnelles. Ceci suggère des processus variés de sédimentation et de dépôt. Quoi qu'il en soit, la forme arrondie des felsites et des autres lithologies d'Ascot-Weedon laisse supposer un transport prolongé.

Plusieurs niveaux de conglomérat à blocs ont été observés dans un ensemble complexe et, à certains endroits, chaotique, qui contient des brèches polylithiques cisaillées, des écailles de rhyolite porphyrique foliée, et des grès et des siltstones tufacés et lithiques (4cc). La bande forme une ceinture de 100 m à 1 km de largeur, située à la limite NW et nord de la masse principale d'Ascot-Weedon, au sud de Saint-Adolphe-de-Dudswell. Lors d'une visite hâtive en 1980, nous avions placé quelques affleurements de ce complexe dans l'unité des volcanoclastites et les avions inclus dans la Formation d'Ascot (1981, p. 11). Après étude systématique sur le terrain et en lame mince, nous sommes maintenant convaincu que cet ensemble, qui renferme entre autres des niveaux de conglomérat à blocs, fait plutôt partie de la Formation de Lambton et que son âge est siluro-dévonien. D'excellents affleurements peuvent être observés sur les pentes des collines à 1 km au NNW du mont Chapman. Là, des fragments de dolomie et de siltstone accompagnent des clastes ronds et ovales de granodiorite, de granophyre et de rhyolite porphyrique, le tout baignant dans une matrice microbréchique et cisaillée, d'aspect toutefois nettement clastique (figures 28 et 29).

Dans une aire d'environ 1 km², à 4 km au SW de Lime Ridge, on trouve des masses apparemment démembrées de rhyolite porphyrique foliée, dont la dimension est de 10 m et plus (n° 90886, tableau 7). On observe d'autres indices de cisaillement intense dans les rhyolites porphyriques feuilletées, le long du chemin Lessard. Par endroits, on aperçoit distinctement une structure oeillée produite par des clastes de granite à albite et de rhyolite porphyrique enveloppés par une matrice bréchique très schisteuse. Des restes de pélite, de siltstone ou de tufite sont clairement visibles dans cet ensemble bréchique et cisaillé. D'autres exemples de roches cisaillées sont évidents dans le secteur NE de la région, où de vastes affleurements de conglomérat à blocs sont exposés. Leur limite NW est marquée par une zone de brèche et un cisaillement intense, qui est le site d'une faille d'importance régionale connue sous le nom de «Weedon Thrust».

Nous avons examiné plusieurs affleurements-clefs de «schiste oeillé et conglomérat de broyage» exposés dans la région de Weedon (Duquette, 1960a), au SW du lac à la Truite. Nous sommes certain que ces roches sont identiques aux niveaux de conglomérat à blocs observés dans notre région. Nous ne croyons pas qu'elles aient été injectées et qu'elles fassent par-

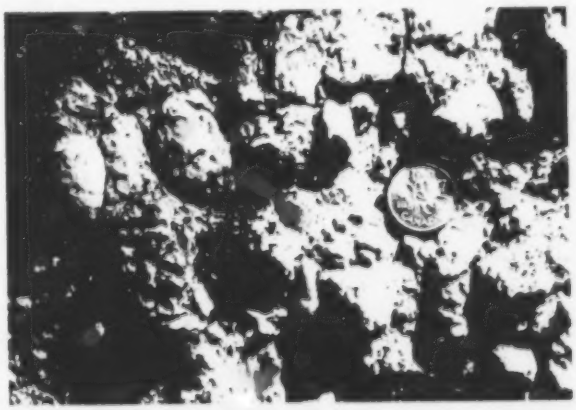


FIGURE 29 - Vue rapprochée de la figure 28.

tie du complexe d'Ascot-Weedon (Duquette, 1961b). Nous sommes plutôt convaincu que les conglomérats à blocs cisaillés sont semblables aux niveaux conglomératiques rencontrés ailleurs à la base de la Formation de Lambton. En plus, étant donné que la bande de conglomérat à blocs cisaillés est en contact avec la masse d'Ascot-Weedon, il semble évident que le cisaillement est rattaché à un chevauchement de la Formation d'Ascot-Weedon sur les assises du Lambton. En effet, nous croyons que le contact NW de l'allochtone est une structure imbriquée. Les masses de felsites observées à 4 km à l'ouest du lac Miroir forment sans doute des écailles de chevauchement ou des blocs démembrés d'Ascot-Weedon.

Un ensemble de siltstones et de grès lithiques, interlité avec des dolomies et des siltstones dolomitiques (4d) repose en concordance sur l'unité principale de la Formation de Lambton, c'est-à-dire sur les grès lithiques beiges et gris et les siltstones laminés avec interlits de shale. Il est cependant possible que les grès et les dolomies représentent la partie supérieure de l'unité principale, et qu'une séparation stratigraphique soit artificielle. Il semble que quelques niveaux de quartzite beige ou gris, de 4 à 25 cm d'épaisseur, et interstratifiés avec des siltstones dolomitiques, à 3 km à l'ouest du lac d'Argent, se trouvent à la base de cette série. Un quartzite gris repose également sur une bande de conglomérat à blocs cisaillés à 1 km au SSW de Dudswell. Des blocs délogés de quartzite, à grain moyen et gris foncé, se trouvent également en contact avec des roches bréchiques dans un secteur à l'extrême NE de notre région. En lame mince, la roche de cette dernière localité contient 70 à 80% de quartz subangulaire et fracturé, accompagné de petits grains de feldspath potassique et d'albite, le tout baignant dans une matrice recristallisée en texture de mortier et ne dépassant pas 10% des composants (figure 30).

Le granoclassement et la disposition des couches dans la bande de quartzite et de siltstones dolomitiques, à 3 km à l'ouest du lac d'Argent, indiquent que cet ensemble surmonte les grès lithiques (4) et qu'il occupe le flanc normal d'un synclinal fermé, légèrement déversé vers le SE et plongeant de 25° vers le SW.

La bande de siltstone brunâtre et de grès lithique qui occupe la vallée de la rivière Stoke, peut probablement être incorporée dans l'unité principale (4) de la Formation de Lambton, car elle contient un ensemble de grès, de conglomérat à blocs et de dolomie inséparable de ce dernier. Ces lithologies occupent les centres de deux synclinaux adjacents et serrés, dont le plan axial est subvertical ou légèrement déversé vers le SW. Les faciès qui composent cette unité sont lenticulaires et leur séquence stratigraphique précise n'a pas été établie définitivement. Il semble cependant que l'assemblage débute par des siltstones dolomitiques, recouverts de deux zones de conglomérat à blocs, surmontés par des niveaux étroits de calcaire fossilifère, le tout complété finalement par une série épaisse (150 m) de grès rougeâtres et de siltstones dolomitiques schisteux. Cette séquence, bien exposée au bord de la route 216, à 3 et 3,5 km au SW de Stoke-Nord, contient des bandes conglomératiques dans lesquelles on observe également des clastes de calcaire gris, fossilifère, ainsi que des brèches intraformationnelles de shale gris foncé. En lame mince, on reconnaît des clastes de composition variée, parmi lesquels se trouvent aussi des fragments de l'Ascot-Weedon avec une structure myrmékitique. La calcite forme une composante importante de la roche.

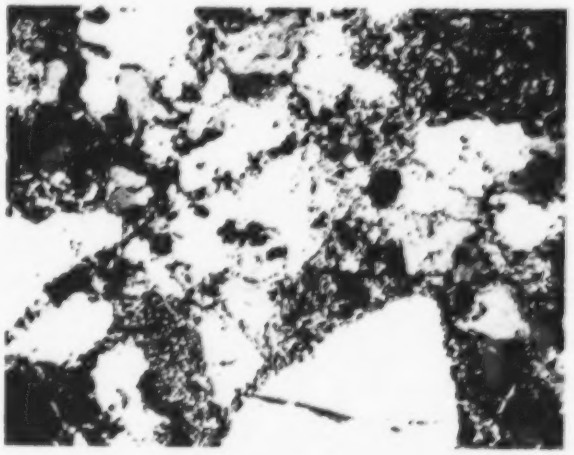


FIGURE 30 - Quartzite composé en grande partie de quartz subangulaire et de grains de feldspath potassique et d'albite en quantité moindre. La pâte recristallisée ne dépasse pas 10% des composants.

Deux niveaux de conglomérat à blocs, qui forment les flancs d'un pli déversé, ont été repérés dans cet ensemble. Les affleurements représentatifs peuvent être observés à 2,5 et 1,6 km au SW de Stoke-Nord, à 50 m à l'ouest de l'intersection du chemin Lessard et de la route 216, et à 1 km à l'ENE de l'intersection du chemin Poulin et de la route 216. À ce dernier endroit, une zone de conglomérat à blocs large d'une dizaine de mètres, sous-jacente à des ardoises contenant des clastes de calcaire fossilifère gris, se trouve sur le flanc est d'un synclinal vertical, dont le plongement calculé est subvertical. Des clastes arrondis, ovales, de 10 cm environ et de composition variée, reposent dans une matrice conglomératique mal triée. La plupart des clastes consistent en grès et en siltstone feldspathique, en quartzite vert, en granite à albite gris et en rhyolite prophyrique. Plusieurs fragments sont lités et révèlent nettement un clivage de fracture tardif transposant une structure schisteuse plus ancienne.

La bande plissée composée de siltstone, de grès et de dolomie, à l'ouest du lac Miroir, contient des groupes d'affleurements très représentatifs de cet ensemble. Les siltstones gris clair, par endroits calcareux et dolomitiques, et accompagnés de lentilles et de zones de conglomérat polymictique à petits cailloux, occupent une bande qui varie de 10 à 600 m de largeur. Cette bande est surtout caractérisée par des zones discontinues de conglomérat, dont les fragments mesurent en moyenne de 2 à 20 mm. Elle forme le membre inférieur de l'ensemble du Lambton dans la partie est de la région. D'excellents affleurements représentatifs se trouvent à 1,5 et à 1,4 km à l'ouest et au NW de l'extrémité nord du lac Miroir, respectivement. À la première localité, des lentilles de conglomérat gris crème sont incorporées dans les siltstones laminés et dolomitiques. Les clastes sont subarrondis et consistent surtout en siltstone quartzifère, en rhyolite porphyrique et en granite à albite. En lame mince, des fragments à texture enchevêtrée ou à mosaïque, portent à croire qu'il s'agit de roches recristallisées provenant des Formations d'Ascot-Weedon et de Magog. À la seconde localité, des bandes de grès grossier et de conglomérat, interlitées et à polarité normale, se trouvent à proximité de la courbure maximum d'un grand pli vertical qui plonge de 40 à 45° vers le NE (figure 31). À d'autres endroits, comme le long d'un ruisseau à 1,5 km au SW du lac Miroir, les conglomérats sont au-dessus des siltstones laminés et des ardoises. Là, parmi les clastes des Formations d'Ascot-Weedon et de Magog, se trouvent également des fragments arrondis de calcaire gris bleuâtre.

Bien qu'il y ait un manque presque total d'affleurement de cet ensemble, il semble qu'une ceinture de siltstones, de grès lithique, de dolomie et de quartzite soit aussi présente dans le secteur oriental de notre région.

En contact concordant et graduel avec les siltstones brunâtres et les grès lithiques (4d) sous-jacents, se trouvent les dolomies massives et les siltstones dolomitiques et calcareux (4e). Cette unité, qui varie de 100 m à 1,2 km de largeur, forme un horizon-repère précieux par sa lithologie distincte. D'une couleur brun rougeâtre en surface altérée, la roche est gris clair lorsque fraîche et massive. En plusieurs endroits, une alternance de siltstones dolomitiques et de bancs de dolomie massive, de 30 cm à 3 m d'épaisseur, a été observée. Sur la crête de la colline, qui constitue l'axe de l'anticlinal principal à 700 m au SW de Lime Ridge, des conglomérats polymictiques à petits cailloux sont recouverts par une série de siltstones dolomitiques, épais de 10 m environ. Ces derniers, de couleur brun-rouge et laminés, contiennent ici et là des bancs de dolomie massive. Les relations entre les dispositions du litage et du plan de clivage indiquent que le groupe des affleurements se

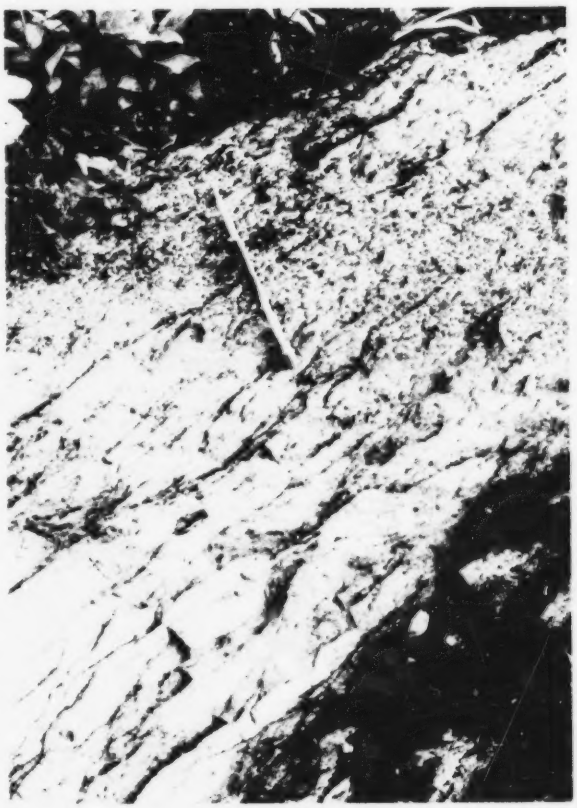


FIGURE 31 - Zones et lentilles de conglomérats polymictiques à petits cailloux et à polarité normale, interlitées avec des siltstones beiges. Formation de Lambton (4d); à 1,5 km au NW de l'extrémité nord du lac Miroir.

trouve sur la charnière d'un pli important, dont le plongement est de 25° vers le NE (figure 32).

À d'autres endroits, comme dans un ruisseau à 1,7 km au NW de Dudswell, une dolomie massive et des siltstones dolomitiques reposent sur des conglo-

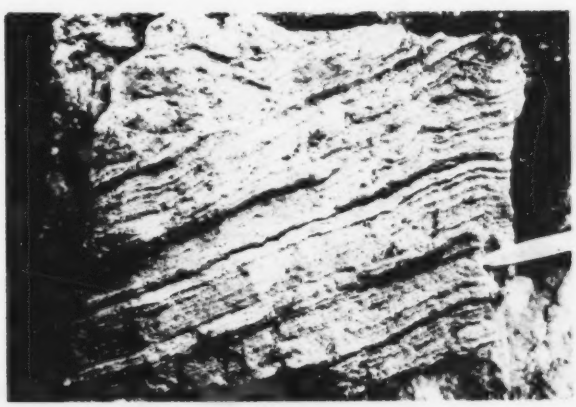


FIGURE 32 - Siltstone dolomitique laminé situé sur la charnière d'un pli majeur plongeant de 25° vers le NE. Formation de Lambton (4e), sur la colline à 700 m au SW de Lime Ridge.

mérats polymictiques de 7 m d'épaisseur. La réfraction du clivage S_2 à travers le litage, de direction E-W et à pendage de 65° nord, indique la charnière d'un synclinal majeur. Au SW du lac d'Argent, il est pratiquement impossible de séparer les niveaux dolomitiques des siltstones brunâtres. En réalité, une association très intime entre les dolomies massives et laminées, les dolomies avec clastes de calcaire, les bandes d'arénite dolomitique (par endroits conglomératiques), fait en sorte que ces lithologies ne peuvent pas être identifiées clairement à notre échelle de travail. Dans les environs du lac d'Argent, une séquence ascendante a été établie comme suit: des grès lithiques, avec brèches intraformationnelles et siltstones interlités, sont suivis par des grès dolomitiques avec zones de conglomérat polymictique, des dolomies massives et laminées, et, finalement, le tout recouvert de grès conglomératiques à matrice dolomitique, contenant principalement des clastes de calcaire et de rhyolite.

Les affleurements sur les petites îles du lac d'Argent montrent un passage graduel entre une dolomie laminée et silteuse et les calcaires (5) de l'unité au-dessus. Généralement, le calcaire est gris, massif et bréchique, par endroits fossilifère et sans litage.

De bonnes sections représentatives sont exposées dans la carrière-ouest de Lime Ridge. Là, des faciès extrêmement massifs de calcaire recristallisé à grain moyen et grossier contiennent des bandes, de largeur irrégulière, de calcaire et siltstone dolomitique interlités (figure 33). À en juger par leur texture, il semble que les calcaires dans le secteur immédiat de Lime Ridge, où sont localisées les carrières, ont subi un degré de marmorisation supérieur à celui rencontré ailleurs dans la région. En effet, les carrières sont situées dans la zone axiale d'un pli majeur dont le plongement faible est vers le NE. L'existence d'une injection en profondeur pourrait aussi expliquer la présence de rares dykes, de 10 à 40 cm de largeur, qui semblent être concentrés dans une aire d'environ 1 km² aux environs de Lime Ridge. Les dykes traversent sporadiquement le calcaire recristallisé, produisant une bande marmorisée de 5 à 20 cm de largeur (figure 34). D'autres dykes basiques (n° 92191, tableau 8) ont été localisés le long de la route, à 400 m à l'WNW de Lime Ridge. La roche est composée de fragments angulaires, nageant dans une pâte bréchique, bourrée de coraux et de crinoïdes, et traversée par des grains irréguliers de matière dolomitique (figure 36). À quelques endroits, surtout au bord du rivage NE du lac d'Argent et dans la carrière-ouest de Lime Ridge, une fracturation intense, accompagnée d'une dolomitisation poussée, est apparente (figures 35 et 36). Là où le calcaire est interlité avec des siltstones dolomitiques, comme à l'ouest et à l'est de Lime Ridge, le litage est marqué par des débris lentiformes étirés dans le plan d'un clivage axial (figure 37). De bons affleurements de calcaire massif sont situés dans le secteur vallonné, à 500 m au SW de Saint-Adolphe-de-Dudswell (figure 38).

D'autres groupes d'affleurements représentatifs de ce calcaire sont localisés à 1,15 km au SW de l'extrémité nord du lac Miroir, ainsi qu'à 400 m à l'est,

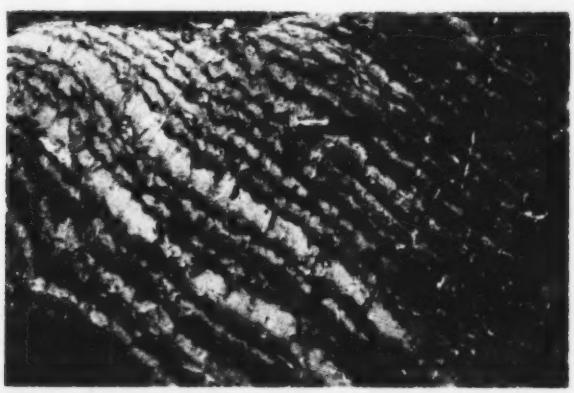


FIGURE 33 - Calcaire gris interlité avec siltstone dolomitique. Formation de Lambton (5), carrière-ouest de Lime Ridge.

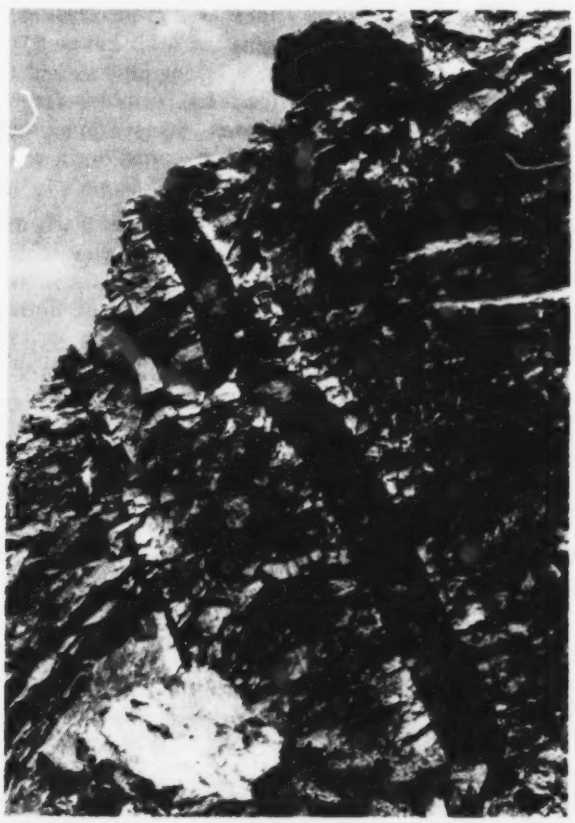


FIGURE 34 - Vue vers le NE montrant des dykes basiques injectés dans un calcaire massif et recristallisé. La bande marmorisée est de 5 à 20 cm de largeur. Carrière-ouest de Lime Ridge.

FIGURE 35 - Zone bréchique et dolomitisée. Formation de Lambton (5); carrière-ouest de Lime Ridge.

et à 500 m au sud de Lime Ridge. À cette dernière localité, la roche contient des plages bourrées de tiges brisées de crinoïdes, ainsi que des restes de coraux en colonies et des bryozoaires, interstratifiés avec des lits de siltstone et de shales dolomitiques.

L'aspect massif et bréchique par endroits, le manque général de litage et l'abondance locale de débris fossilifères, indiquent qu'il s'agit d'un calcaire bioclastique associé à un faciès récifal. Ses relations avec les calcaires argileux et silteux laminés de la Formation d'Ayer's Cliff au-dessus, se font par interdigitation. Ceci est bien démontré dans une série d'affleurements, à 1,2 km au SSW de la pointe nord du lac Miroir, et le long de la route, à 800 m au SSE de Lime Ridge.

Le toit de la formation est formé par un siltstone dolomitique et calcareux interlité de calcaire dolomitique et de siltstone laminé (6). Une bonne partie de cette séquence consiste en calcilutite gris moyen, particulièrement bien exposée dans les collines boisées au sud de Saint-Adolphe-de-Dudswell. Plusieurs niveaux de dolomie calcareuse y ont également été repérés. Cet ensemble contient un horizon-repère de plusieurs mètres de largeur de conglomérat et de

FIGURE 37 - Coupe de siltstone dolomitique interlité avec des débris lentiformes de calcaire. La pointe du marteau indique le nord. Les dispositions des lits et du clivage indiquent le flanc NW d'un anticlinal avec faible plongement vers le NE et dont le plan axial a un pendage local de 85° vers le SE. Formation de Lambton (5); à 500 m à l'ouest de Lime Ridge.

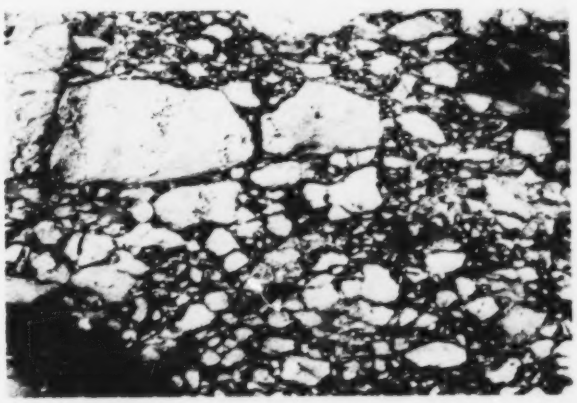


FIGURE 36 - Fragments de calcaire baignant dans une pâte bréchique, bourrée de coraux et de crinoïdes. Formation de Lambton (5); à 400 m à l'WNW de Lime Ridge.

FIGURE 38 - Calcaire massif sillonné. Formation de Lambton (5); à 500 m au SE de Saint-Adolphe-de-Dudswell.

brèche polymictique (6a). Cette dernière apparait fraîche et non altérée, et consiste en un ensemble extrêmement désorganisé et hétérogène de fragments anguleux de siltstone laminé, de shale, de blocs d'arénite renfermant des clastes de shale, ainsi que des clastes de calcaire fossilifère, le tout baignant dans une matrice pélitique et microbréchique (figure 39). Une série de plis serrés, légèrement déversés vers le SE, a été repérée grâce aux textures caractéristiques de cet horizon-repère.

Formation d'Ayer's Cliff

Les roches (7), groupées ici dans la Formation d'Ayer's Cliff, ont été incluses dans le Groupe de Saint-François, dans des rapports antérieurs (de Römer, 1981, 1982). Récemment, St-Julien *et al.* (1983) ont établi une corrélation entre la formation «B» du Groupe de Saint-François et la Formation d'Ayer's Cliff au Vermont (Doll, 1951), antérieurement Membre d'Ayer's Cliff de la Formation de Waits River d'âge silurien supérieur (Doolan *et al.*, 1982). Des excursions au-delà de notre région nous ont convaincu que nos roches de la Formation d'Ayer's Cliff correspondent au «calcaire silteux et microgrès calcareux» de la région du lac Aylmer (Duquette, 1961a), et au «siltstone ou grès à grain fin avec des interlits de schiste ardoisier et de calcaire arénacé» de la région du lac Saint-François (formation «B») sur la carte 1 de St-Julien (1970b).

La corrélation entre nos roches d'Ayer's Cliff et celles des lacs Aylmer et Saint-François semble être certaine. En effet, les siltstones calcareux et leur style de déformation (plis syngénétiques, serrés et repliés), observés à Longue Pointe, à 6,5 km ainsi qu'à 3 km au NE de Saint-Gérard, sont identiques aux roches exposées à 2,5 km au NW et à 4,5 km à l'WNW de Lambton, respectivement. Les siltstones calcareux et argileux, de teinte gris foncé, exposés à Ayer's Cliff près du lac Massawippi (de Römer, 1980), sont également semblables à l'ensemble des roches de la Formation d'Ayer's Cliff rencontrées dans notre région.

Celles-ci occupent le secteur à l'est de notre carte. À l'exception de la région aux environs du lac Miroir et le long de la route 112, les affleurements sont peu nombreux, à cause de la grande épaisseur des dépôts glaciaires qui comblent la vallée de la rivière Saint-François. Quelques affleurements représentatifs sont aussi exposés au barrage de la centrale hydroélectrique, à 4,5 km au sud de Weedon-Centre, soit à 500 m au-delà de notre région. Il a été noté plus haut que le contact inférieur avec les calcaires fossilifères (5) et les siltstones dolomitiques et calcareux (6) est concordant.

La lithologie et l'aspect général des roches est très monotone. Le faciès représentatif consiste en calcaire gris foncé, laminé et silteux, ainsi qu'en siltstone calcareux et dolomitique. Typiquement, les lits gris clair, de l'épaisseur d'un trait et à peine visibles à l'oeil nu, alternent avec des bandes argileuses plus foncées (figure 40).

Le tableau 8 présente les analyses chimiques de roches des Formations de Lambton et d'Ayer's Cliff.

Des indices de plis complexes isoclinaux et étirés laissent supposer une déformation précoce, du

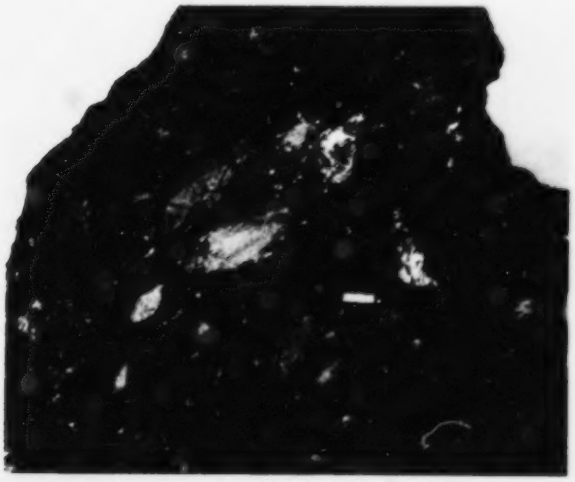


FIGURE 39 - Brèche polymictique renfermant des fragments et clastes de siltstone laminé, de shale gris (type brèche intraformationnelle, unité 4), de calcaire fossilifère (unité 5) nageant dans une pâte pélitique et bréchique. Formation de Lambton; à 2,2 km au NE de Saint-Adolphe-de-Dudswell.

FIGURE 40 - Calcaire gris foncé caractérisé par une alternance régulière de siltstone calcareux et de calcaire argileux. Formation d'Ayer's Cliff; au bord de la route, à 800 m à l'ENE de la pointe sud du lac Miroir.

TABLEAU 8 - Analyses chimiques* de roches des Formations de Lambton et d'Ayer's Cliff

N° du laboratoire	90897	92196	90887	90890	92198	90896	92191
SiO_2	63,5	41,9	26,3	0,90	1,84	33,1	46,2
Al_2O_3	12,6	8,15	4,80	0,30	0,50	1,00	12,5
Fe_2O_3	**	0,47	0,34	0,04	0,17	0,27	**
FeO	**	2,96	2,12	0,10	0,13	0,13	**
MgO	2,24	7,93	11,1	0,49	0,42	1,92	8,43
CaO	4,55	13,1	21,8	53,5	53,2	32,9	8,26
Na_2O	4,40	0,94	0,51	0,02	0,09	0,22	2,80
K_2O	1,40	2,63	1,65	0,06	0,13	—	1,12
TiO_2	0,52	0,44	0,21	<0,10	<0,10	<0,10	1,11
P_2O_5	0,11	0,08	0,04	0,01	0,02	0,06	0,51
MnO	0,04	0,23	0,12	<0,02	0,01	<0,02	0,09
CO_2	—	19,2	—	—	41,8	—	—
S	0,72	0,02	0,14	0,04	0,01	0,16	0,53
Fe t. en Fe_2O_3	5,30	—	—	—	—	—	7,91
Perte au feu	5,73	20,	30,7	43,0	42,7	28,5	9,72

* en % du poids; ** teneur en soufre trop élevée pour doser le FeO et, par conséquent, pour calculer le Fe_2O_3 (laboratoires du ministère de l'Énergie et des Ressources).

43. Grès feldspathique à grain moyen avec ciment calcareux; Formation de Lambton (4d); à 2,2 km au SW de Stoke-Nord.

44. Dolomie silteuse et laminée; Formation de Lambton (4d); à 1,5 km au NE du lac d'Argent.

45. Dolomie massive recristallisée; Formation de Lambton (4e); à 2,2 km au SW de Lime Ridge.

46. Calcaire bleuâtre recristallisé; Formation de Lambton (5); à 2,1 km au SSW de Lime Ridge.

47. Calcaire récifal recristallisé; Formation de Lambton (5); carrière-ouest de Lime Ridge.

48. Calcaire silteux laminé; Formation d'Ayer's Cliff (7); à 1,3 km au NE de Dudswell et à 1 km à l'extérieur de la région cartographiée.

49. Dyke mafique chloritisé; carrière-ouest de Lime Ridge.

type syngénétique, comme on peut l'observer près d'Ayer's Cliff, à quelques 70 km au SW de la région (de Römer, 1980, carte 1). Des plis ouverts et tardifs, déversés vers le NW, leur sont superposés. En effet, les affleurements foliés de siltstone dolomitique et calcareux, le long de la route 112, montrent des plis P_2 avec plongées vers l'est et dont le plan axial a un pendage de modéré à abrupt vers le SE. La transposition dense des laminations le long de celui-ci suppose un cisaillement intense dans la zone longeant la route. Cette observation, doublée du fait que la direction du pendage du clivage est opposée à celle observée dans les roches du lac Aylmer à l'ouest, porte à croire qu'une faille d'envergure régionale sépare ces deux unités lithologiques. Cependant, il est possible que le tracé de la faille traverse, au moins en partie, le domaine des roches de la Formation de Lambton (6), étant donné la similarité frappante des lithologies à l'ouest et à l'est de la fracture.

Formation de Compton

La Formation de Compton fut introduite par McGerrigle (1934) et utilisée avec quelques modifications par Cooke (1950), Marleau (1958) et St-Julien (Formation «C», 1970b). Il est reconnu par tous aujourd'hui que cette formation correspond à l'unité supérieure du Groupe de Saint-François (Marleau, 1958; St-Julien *et al.*, 1983).

Nous avons étudié plusieurs groupes d'affleurements dans la région de Gould (Duquette, 1960b), du lac Aylmer (Duquette, 1961a) et du lac Saint-François (St-Julien 1970b), et nous sommes convaincu qu'ils font partie de la même unité. Des excursions dans le nord du Vermont nous confirment que la Formation de Compton est équivalente à la Formation de Barton River (Doll, 1951), et qu'elle correspond aussi aux «ardoises et shale calcareux, calcaire arénacé et argileux» exposés dans la vallée de la rivière Tomifobia de la région de la baie Fitch (de Römer, 1980).

Notre région est presque dépourvue d'affleurements de cette formation. Cependant, nous avons pu en examiner plusieurs près de Gould et le long du chemin allant de Gould à Weedon-Centre, à quelques kilomètres à l'est de notre région. Cet assemblage monotone consiste en siltstone et en grès gris avec ardoises gris foncé interlitées (8).

STRUCTURE

Les roches du Groupe de Saint-François, d'âge siluro-dévonien, reposent en discordance sur les assises du Saint-Victor (St-Julien et Hubert, 1975). Les membres inférieurs de la Formation de Lambton (Silurien et Dévonien) occupent dans la partie ouest de la région le coeur de synclinaux subverticaux avec faible plongement vers le NE. Les zones lentiformes des conglomérats à blocs (4c) sont d'un intérêt particulier. Ils contiennent des clastes qui, en grande majorité, proviennent du Saint-Victor et du complexe d'Ascot-Weedon. Leur forme arrondie suppose un transport ou un remaniement prolongé. Or, ils occupent ensemble, avec des bandes de conglomérat à blocs cisaillés, une ceinture en contact avec la masse d'Ascot-Weedon. De plus, la juxtaposition de zones cisaillées et de bandes de l'Ascot-Weedon s'explique par une structure en écailles ou imbriquée, fruit de chevauchements peut-être répétés de l'Ascot-Weedon sur les roches de la Formation de Lambton. Il a été noté (St-Julien et Hubert, 1975), que les grands mouvements tectoniques se seraient produits pendant l'orogenèse taconique. S'il en est ainsi, nos résultats indiquent définitivement qu'une nouvelle phase importante de charriage a eu lieu, sans doute pendant l'orogenèse acadienne.

Plusieurs plis majeurs ont été découverts dans les assises de la Formation de Lambton, grâce à leur séquence stratigraphique bien différenciée. Ainsi, des calcaires fossilifères (5) et des siltstones dolomitiques sous-jacents (4d), ces derniers renfermant des lentilles de conglomérat à blocs, occupent le coeur d'un synclinal serré et allongé suivant la vallée de la rivière Stoke. Son flanc oriental est tranché par une faille, probablement de type inverse.

Une série de petits plis déjetés, exhibant des inversions fréquentes de plongement, caractérise le complexe non différencié de grès lithique (4) dans les collines au NW de Lime Ridge. Le pendage de leur plan axial est de 70 à 85° NW, et la polarité des lits est partout normale. Immédiatement au SW du lac d'Argent, il est évident que l'axe principal de ce complexe ondulé, qui à cet endroit contient des dolomies et des siltstones dolomitiques (4e), plonge de 25° vers le lac et les calcaires massifs et récifaux au-dessus (5).

L'anticlinal le plus marquant de notre région se trouve au SW de Lime Ridge. Le calcaire récifal qu'on y exploite doit son épaisseur au fait qu'il se trouve dans la charnière de ce vaste pli déjeté, dont le plongement est également de 25° vers le NE. Quelques plis auxiliaires ouverts, avec pendage de plan axial de 45 à 70° vers le SE et un plongement de 15 à 25° vers le NE, ont été observés dans les calcaires fossilifères et bréchiques du flanc SE de l'anticlinal majeur.

Bien que le contact entre la Formation de Lambton et les roches de la Formation d'Ayer's Cliff au-dessus soit concordant (St-Julien, 1970b; St-Julien *et al.*, 1983), des indices semblent nous prouver qu'une faille les sépare localement. Ceci peut être observé dans le lit d'un ruisseau à 1,5 km au SW du lac Miroir, où la séquence suivante peut être examinée: des siltstones gris laminés et des conglomérats à petits cailloux (4d), sont recouverts en succession normale par des siltstones calcareux et dolomitiques. Le litage de direction E-W et de pendage vertical donne, en association avec le clivage principal (35 à 30°SE), un plongement de 35° vers 95° est. Une telle orientation des plis indique une discordance marquante entre la structure de Lime Ridge et la disposition à cet endroit. À quelques dizaines de mètres en aval, on rencontre dans les calcaires silteux et bleuâtres, de petits plis ouverts caractéristiques de la Formation d'Ayer's Cliff. Ces plis déjetés vers le NW plongent de 10° vers N40°E.

Un contact de faille est également présumé dans une zone étroite longeant la route 112, à l'est du lac d'Argent. Bien que nous ayons placé la faille (type faille de chevauchement) entre les siltstones à faciès dolomitiques et calcareux du Lambton (6) et les calcaires laminés et silteux d'Ayer's Cliff (7), la faille ne sépare pas des lithologies bien différentes. En fait, elle passe probablement dans les siltstones foliés de la Formation de Lambton. Elle se manifeste clairement par un changement net de pendage du clivage principal (tardif); celui-ci affiche un pendage moyen de 80° NW à l'ouest de la faille; à l'est de celle-ci le pendage varie de 50° à 70° SE. L'orientation des stries et des axes de plis suggère une faille de chevauchement avec mouvement vers le NW ou l'WNW. Quoi qu'il en soit, elle atteindrait des unités siluro-dévoniennes et serait par conséquent rattachée à l'orogenèse acadienne. Elle représente probablement une branche de la faille de Guadeloupe, qui sépare selon St-Julien *et al.*, (1983), les roches du synclinorium Connecticut Valley-Gaspé au SE, du synclinorium de Saint-Victor, à quelques 50 km au NE de notre région.

Le clivage S_3 et la linéation L_3, enregistrés surtout dans la partie méridionale des monts Stoke (Lamarche *et al.*, 1969; Lamarche, 1972; St-Julien, 1972; de Römer, 1980, 1981) sont rares dans les roches du Saint-François. Ainsi, la matrice schisteuse de la bande de conglomérat à blocs (4c), au bord du segment ouest du chemin Poulin, révèle un faible pendage de S_3 vers le NW et un plongement pour L_3 de 5° vers le NE. Des crénulations L_3 avec plongement identique ont aussi été observées dans les siltstones calcareux (5) à 1,2 km à l'ouest de l'extrémité sud du lac Miroir. Il est probable que les petites flexures rencontrées dans les calcaires gris et bréchifiés (5) au bord de la route, à 650 m au SE de Lime Ridge, sont associées à S_3 et à L_3.

Les données de terrain recueillies jusqu'à présent permettent d'affirmer que les structures principales observées dans les roches du Saint-François appartiennent à une phase de déformation P_2.

Il est intéressant de constater que les plis P_2 présents dans le complexe d'Ascot-Weedon semblent être en harmonie avec ceux observés dans les roches de la Formation de Lambton. Nous croyons même que la faille de chevauchement qui se trouve à la base de l'Ascot-Weedon, a été déformée en même temps que les roches de cette formation, et que les plis P_2 dans le complexe d'Ascot-Weedon et dans la Formation de Lambton sont contemporains.

Sommaire des événements

Une intense activité volcanique suivie d'intrusions granodioritiques débuta au Cambrien, produisant ainsi le complexe d'Ascot-Weedon. Cet ensemble, qui faisait partie d'une suite calco-alcaline reliée à un milieu d'arc insulaire, consistait en roches mafiques, intermédiaires et en rhyolites. Un vaste empilement de type «mass ash flow» se déposa, sans doute près de la source d'éjection. L'activité volcanique a probablement été spasmodique pendant l'Ordovicien et se continua pendant l'orogenèse taconique. Durant les dernières phases de celle-ci, le complexe d'Ascot-Weedon fut charrié en masse sur les assises ordoviciennes du Groupe de Magog, représentées par les flyschs du Saint-Victor. Une érosion et un transport prolongés ont eu pour résultat le dépôt en discordance de clastes arrondis provenant du Saint-Victor et de l'Ascot-Weedon (conglomérat à blocs); ces derniers sont suivis par une séquence épaisse de grès et de siltstones lithiques. À la fin du Silurien ou au début du Dévonien, il y eut une reprise du charriage; la masse de l'Ascot-Weedon chevaucha les assises du Lambton, formant ainsi un véritable lambeau de recouvrement limité par des escarpements et posé sur les roches siluriennes. Il est probable qu'une structure imbriquée s'est produite alors au front de la nappe. Ceci expliquerait les écailles de l'Ascot-Weedon dans le Lambton, ainsi que le cisaillement des conglomérats à blocs (4cc). Subséquemment, tout cet ensemble, les failles précédentes incluses, fut déformé pendant l'orogenèse acadienne proprement dite, produisant ainsi les plis P_2 qui caractérisent l'Ascot-Weedon et le Groupe de Saint-François. Les plis P_1, étirés et repliés, observés dans ce dernier, indiquent une origine syngénétique. Il semble qu'une phase tardive de l'orogenèse acadienne fut marquée par une reprise du charriage (peut-être local), comme en témoignent l'inversion des clivages dans les assises siluro-dévoniennes et la juxtaposition en discordance de la Formation d'Ayer's Cliff avec celle d'Ascot-Weedon.

Géologie économique

Minéralisation

Les monts Stoke ont fait l'objet de prospection minière plus ou moins intense depuis 1865 (Bancroft, 1915). Des études élaborées, sur les sites, zones et découvertes de sulfures dans les monts Stoke, ont été effectuées par Duquette (1960a) dans la région de Weedon et par Lamarche (1965) dans la région de Sherbrooke. Un aperçu sur les gisements de métaux usuels a été préparé par Sauvé *et al.*, (1972). Les travaux les plus récents révèlent que les minéralisations sulfuriques (chalcopyrite, galène, blende, pyrrhotite et pyrite) représentent des dépôts stratiformes et syngénétiques, d'affinité volcanique et de type Kuroko (Lamarche, 1970, 1972, 1980; Sangster, 1979b, 1980).

Dans notre région, les monts Stoke consistent, en grande partie, en volcanoclastites felsiques accompagnées de laves acides à basiques et de zones riches en hématite, le tout injecté par un granite, subséquemment déformé. Par conséquent, de par leur contexte géologique, les monts Stoke présentent des possibilités minières remarquables. Cependant, malgré ce potentiel favorable et un réseau dense de cheminements systématiques, nous n'y avons rencontré que très peu de minéralisations de sulfures.

HÉMATITE

Des zones riches en hématite et en jaspe, mais d'envergure modeste, ont été observées à maints endroits dans les monts Stoke (Duquette, 1961; Lamarche, 1965; de Römer, 1981). En effet, les travaux antérieurs et ceux en cours semblent indiquer que des zones ferrifères et cherteuses sont caractéristiques des roches volcanogènes de l'Ascot-Weedon.

Dans notre région, des zones riches en hématite et en jaspe ont été repérées à plus d'une douzaine de localités. Typiquement, la roche est de couleur rouge vif à bleu acier, selon la teneur en hématite par rapport au jaspe. De largeur irrégulière, variant de 1 à 5 m, et de longueur allant jusqu'à 800 m, ces bandes ont une distribution erratique et ne peuvent servir comme horizon-repère valable. À certains endroits, les contacts avec les unités adjacentes sont nets; dans d'autres cas, comme l'indique le changement de coloration, le passage est graduel. Les zones ferrifères sont particulièrement bien exposées à trois endroits.

À 1 km au NNW du mont Chapman, deux bandes d'hématite-jaspe font partie d'une série de volcanoclastites avec pendage de 80° vers le NW et à polarité normale. La séquence débute à l'est avec un paquet épais de tuf rhyolitique (1a), suivi vers le NW d'une mince couche de lave ou de pyroclastite basique, d'une zone d'hématite-jaspe (1 à 3 m), d'une autre couche de lave basique, épaisse d'environ un mètre, et ensuite d'une zone principale d'hématite-jaspe de 2 à 5 m de large. Celle-ci est surmontée par deux bandes de siltstone tufacé, séparées par une zone de brèche rhyolitique (1b); une épaisse bande de brèche rhyolitique forme le toit de cette séquence volcanogène, qui se trouve sur le flanc NW d'un antiforme P_2 vertical plongeant de 45° vers N30°E. L'hématite se présente à l'état massif ou sous forme d'imprégnations dans une pâte de quartz cryptocristallin. L'aspect global est semblable à celui d'une «formation de fer» cherteuse. Des pochettes irrégulières de chlorite massive sont présentes ici et là dans les parties marginales des zones.

Une autre zone d'hématite-jaspe, épaisse d'environ un mètre, se prolonge sur environ 800 m à 1,5 km à l'ouest du mont Chapman. Localisée au contact entre les tufs felsiques (1a) à l'est, et les brèches rhyolitiques et schisteuses à l'ouest, elle consiste en bandes de jaspe et d'hématite massive, accompagnées de pochettes riches en chlorite. Il est probable que cette zone représente la continuation vers le SW de la bande d'hématite-jaspe décrite ci-haut.

Le troisième site se trouve à 1,2 km au SW de Dudswell, dans la partie est de la région. Une tranchée d'accès profonde de 2 m et longue de 40 m a été creusée en direction N-S dans les tufs rhyolitiques foliés, pour aboutir à un puits d'exploration de plusieurs mètres de profondeur situé dans la zone d'hématite. Deux excavations et un vieux chemin, envahi par la végétation, indiquent que quelques tonnes de matériel ont pu jadis être transportées. La schistosité régionale (S_1) et des indices de litage dans les affleurements environnants indiquent que la lentille d'hématite-jaspe est au-dessus d'une couche de basalte et de brèche basique, et qu'elle se trouve dans le coeur d'un antiforme plongeant de 75° vers le NE. La minéralisation consiste surtout en pochettes d'hématite massive et de spécularite, celle-ci concentrée aux croisements de fractures envahies par des veines de quartz blanc.

Dans la partie sud des monts Stoke (de Römer, 1981), des zones d'hématite-jaspe sont, par endroits, associées à des lits cherteux ou silteux finement lités à stratification oblique. À d'autres endroits, une lamination très fine, ainsi que des structures syngénétiques, supposent une sédimentation en suspension, tels des colloïdes.

La nature nette des dépôts d'hématite-jaspe dans la région permet de croire qu'il s'agit de formations ferrifères et cherteuses d'origine exhalative provenant de fumerolles en milieu marin. Il est probable qu'une précipitation directe d'hématite et de quartz colloïdal s'est produite à la suite d'une réaction entre les fluides riches en $FeCl_3$ et $SiCl_4$, et l'eau marine. L'absence de sulfure, et surtout de pyrite auprès des zones ferrifères, indique que le dépôt a eu lieu sous des conditions oxydées.

D'après certains auteurs, des zones ferrifères, dont les descriptions sont très semblables à celles de notre région, accompagnent les dépôts massifs et stratiformes de sulfures de type Kuroko (Matsukuma *et al.*, 1970; Hutchinson, 1980). Il semble que dans la plupart des exemples cités les formations ferrifères (tetsusekiei) se trouvent dans la partie supérieure des amas volcanofelsiques et au-dessus des zones minéralisées en sulfures (Scott, 1980).

SULFURES

En dépit d'un contexte géologique favorable, les monts Stoke ne révèlent pas, du moins en surface, de teneurs en sulfures d'ordre économique. À quelques endroits, des disséminations de pyrite et de pyrrhotite ont été observées dans les roches volcaniques basiques de la Formation d'Ascot-Weedon. Cette minéralisation ne semble pas être accompagnée d'autres sulfures plus intéressants, à l'exception d'un site cuprifère d'envergure modeste, localisé à la limite sud de notre région, à environ 2,3 km au SW de Willard Mills. Un vieux chemin d'accès et des tranchées de plusieurs dizaines de mètres de longueur ont jadis mis à jour un groupe d'affleurements de schiste phylliteux et felsique.

Une schistosité régionale avec pendage de 75° nord, transposée par un clivage tardif de fracture (S_2) à pendage de 75° sud, identifie le flanc SE d'un synforme plongeant de 20 à 45° vers le SW. Des plans de cisaillement et un plissotement intense indiquent que la minéralisation est localisée dans une zone de faille entre le schiste felsique d'Ascot-Weedon et le granite foliacé, dont les premiers affleurements apparaissent à 100 m au NW. La minéralisation se présente sous forme de petites concentrations éparpillées de chalcopyrite et de malachite, localisées dans les plans de schistosité régionale, et observées sur une largeur d'environ 150 m. La dimension de la zone minéralisée n'a pu être déterminée, mais sans doute est-elle peu importante. Un échantillon de tuf felsique minéralisé provenant de cette zone a donnée à l'analyse 0,77% de cuivre.

OR

La présence de graviers aurifères dans les monts Stoke est connue depuis 1851. Se basant sur les résultats de travaux antérieurs et sur ses propres observations, McGerrigle (1936) concluait que la prospection de l'or alluvionnaire devait être poursuivie dans notre région. Le rapport de cet auteur encourage l'exploration, surtout dans le cours d'eau (rivière Hall) qui longe le chemin Lessard. Son croquis du ruisseau sur une distance de 500 m, à environ 2 km au SW du lac Miroir, montre deux douzaines de puits peu profonds et de nombreuses tranchées. D'après McGerrigle, les travaux de prospection devraient surtout viser à localiser les chenaux préglaciaires de cette rivière et de ses affluents. Leurs dépôts fluviatiles auraient la plus grande probabilité de renfermer de l'or alluvionnaire.

Roches calcaires

La région contient de vastes réserves de calcaire à Lime Ridge, au sud de Saint-Adolphe-de-Dudswell. Les dépôts, qui couvrent une aire d'environ 0,5 km^2 aux alentours immédiats du centre d'exploitation, sont situés dans la charnière d'un grand anticlinal subvertical plongeant de 15° à 20° vers le NE. La roche est gris clair, massive et recristallisée, traversée à quelques endroits par un groupe de filons parallèles de composition basique. Dans les parties périphériques, le calcaire, dont la teneur en $CaCO_3$ est de 92,50% à 96,89% (Laverdière, 1936), passe graduellement à un faciès gréseux et bréchique, et par endroits fossilifère. L'aspect global de la roche est celui d'un calcaire récifal typique, incorporant par endroits des poches irrégulières de roche bioclastique. Le calcaire (5), qui fait partie de la Formation de Lambton, est en contact inférieur avec des dolomies et des siltstones dolomitiques (4e), et est recouvert par des siltstone dolomitiques et calcareux (6). Vers le NE, la bande de calcaire se rétrécit et occupe le côté NE du lac d'Argent, à 3 km de Lime Ridge. Cependant, la roche y est plus silteuse et argileuse par endroits.

La compagnie Domlim inc. exploite dans deux carrières, dont l'une est plus active que l'autre, environ 600 000 tonnes de calcaire par année, qui sert en proportions égales à la production de chaux vive, de chaux hydratée et de pierre concassée. La roche étant riche, trois tonnes de pierre donnent environ une tonne de chaux. De 30 à 50% de la production est vendue principalement au Nouveau-Brunswick ou exportée aux États-Unis. Cette entreprise est un important centre d'emploi pour la population locale; la compagnie compte 60 ouvriers qui travaillent sur des quarts de 8 heures, et cela sur une base de 7 jours/semaine. Une quinzaine de personnes complète le personnel de la compagnie. L'historique de ce type d'exploitation à Lime Ridge peut être obtenu dans Goudge (1935), Laverdière (1936) et Cooke (1950).

Sable et gravier

La région possède de vastes dépôts de sable et de gravier dans les alentours du lac Stoke. En particulier, les aires d'environ 1 km² au NW et au sud du lac, comprennent chacune des réserves considérables de sable à granulométrie homogène utilisé pour les besoins locaux. D'autres terrains couverts par des dépôts fluvioglaciaires d'environ 10 mètres d'épaisseur, sont localisés tout le long de la vallée à l'ouest des monts Stoke, surtout à la hauteur de Stoke. D'autres réserves de matériel fluvioglaciaire et morainique d'ampleur et de valeur considérables occupent un territoire de quelques 15 km² dans le secteur SE de notre région.

Géochimie des sédiments de ruisseau

Un total de 331 échantillons de sédiments de ruisseau ont été prélevés pendant les étés de 1980 et 1981 dans les secteurs non habités des monts Stoke. Le prélèvement s'est fait en même temps que les cheminements géologiques. Les échantillons ont été analysés aux laboratoires du ministère de l'Énergie et des Ressources pour les éléments Cu, Pb, Au, Ni, Co, Mn, Ag, Mo, Li, Ba et Cd en 1980 (de Römer, 1981), et pour Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Cr, Mn, Fe, Ag, Mo et B, l'année suivante.

Nous avons préparé des histogrammes des éléments Cu, Pb, Zn, Mo et Co, et nous les avons séparés en domaines de roches granodioritiques, roches volcaniques basiques et intermédiaires, felsites et roches sédimentaires. Le schéma de distribution des éléments n'est pas apparent à première vue, car certaines teneurs du domaine des roches sédimentaires sont semblables à celles obtenues pour le complexe d'Ascot-Weedon. Cependant, certaines zones révèlent des valeurs géochimiques anomales et méritent un intérêt plus approfondi.

Les valeurs régionales de Cu dans le domaine d'Ascot-Weedon sont de l'ordre de 13 ppm; des valeurs régionales inusitées de 11 ppm ont été relevées dans les roches sédimentaires. Les fortes valeurs de Cu

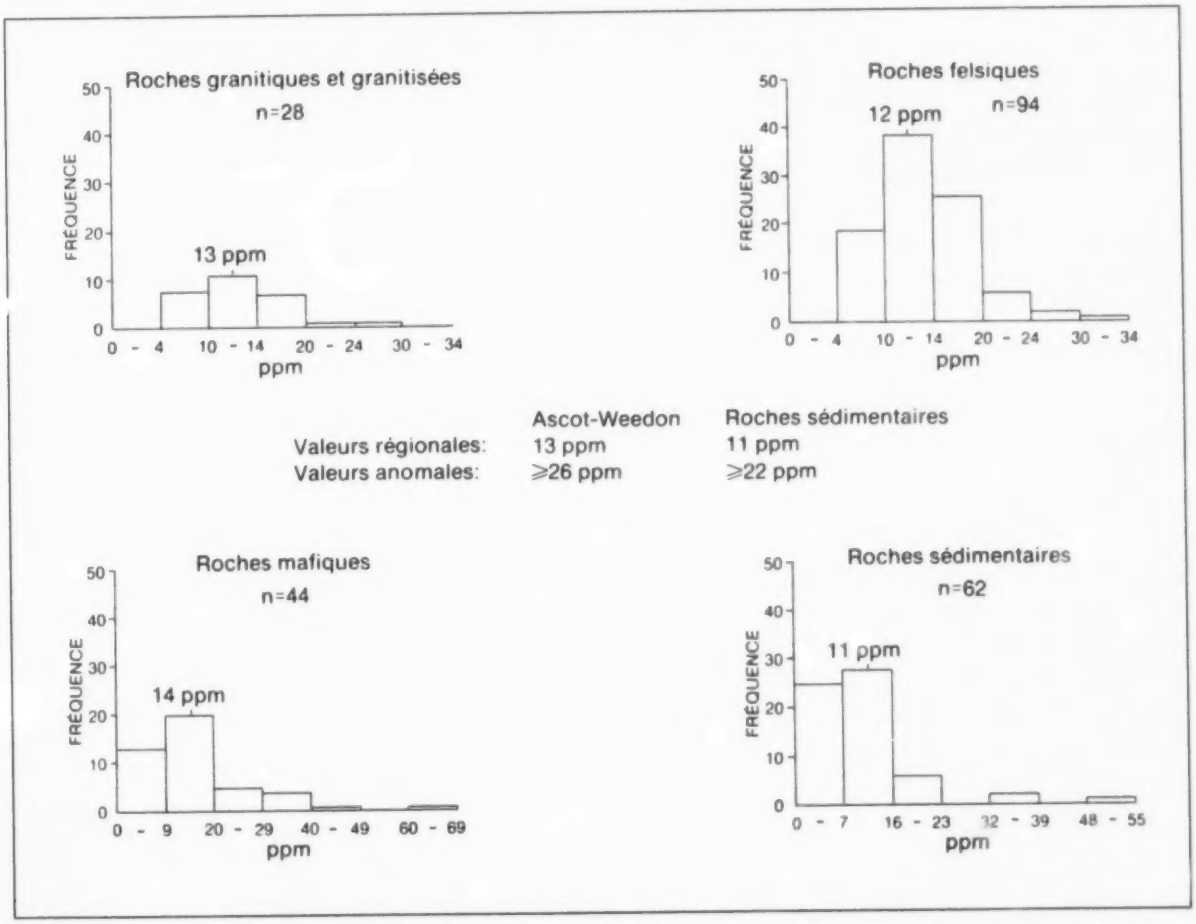


FIGURE 41 - Histogrammes des valeurs du cuivre dans les sédiments de ruisseau pour la Formation d'Ascot-Weedon et les roches sédimentaires environnantes.

trouvées dans la Formation d'Ascot-Weedon sont restreintes au complexe de roches vertes granitisées au SSW du lac Miroir, où des teneurs de 30 à 62 ppm (donc presque 5 fois la valeur régionale) ont été mesurées. Cette ceinture de roches volcaniques, qui contient des tufs et rhyolites porphyriques, occupe la partie axiale de plusieurs plis subverticaux à plongement abrupt vers le NE. Il est étonnant de constater que des valeurs de 24 à 33 ppm ont été trouvées dans les grès lithiques et tufacés (4) de la Formation de Lambton, à l'ouest du lac Miroir (figure 41).

Nous avons obtenu de fortes valeurs de 40 à 70 ppm en Pb dans le complexe d'Ascot-Weedon (3 à 5 fois la valeur régionale). La plus haute valeur (190 ppm) a été mesurée dans les tufs felsiques (1a) et les rhyolites porphyriques (1b) à l'ENE de Stoke. Cependant, des valeurs de 58 ppm, jusqu'à un maximum de 140 ppm en Pb, ont été trouvées dans la bande de grès lithiques (4) à l'ouest du lac Miroir (figure 42).

La plus haute valeur en Zn (560 ppm) a été obtenue dans la masse de granodiorite au NW de Willard Mills; d'autres teneurs assez fortes (3 à 4 fois la valeur régionale) ont été enregistrées dans le domaine de tufs felsiques (1a) et des rhyolites porphyriques (1b). Cependant, des valeurs comparables ont également été localisées dans les grès lithiques et tufacés de la Formation de Lambton (figure 43).

Les valeurs régionales de Mo dans l'Ascot-Weedon sont de l'ordre de 1 ppm. Les teneurs anomales de 12 ppm (granodiorite), 15 ppm (basalte, sans doute

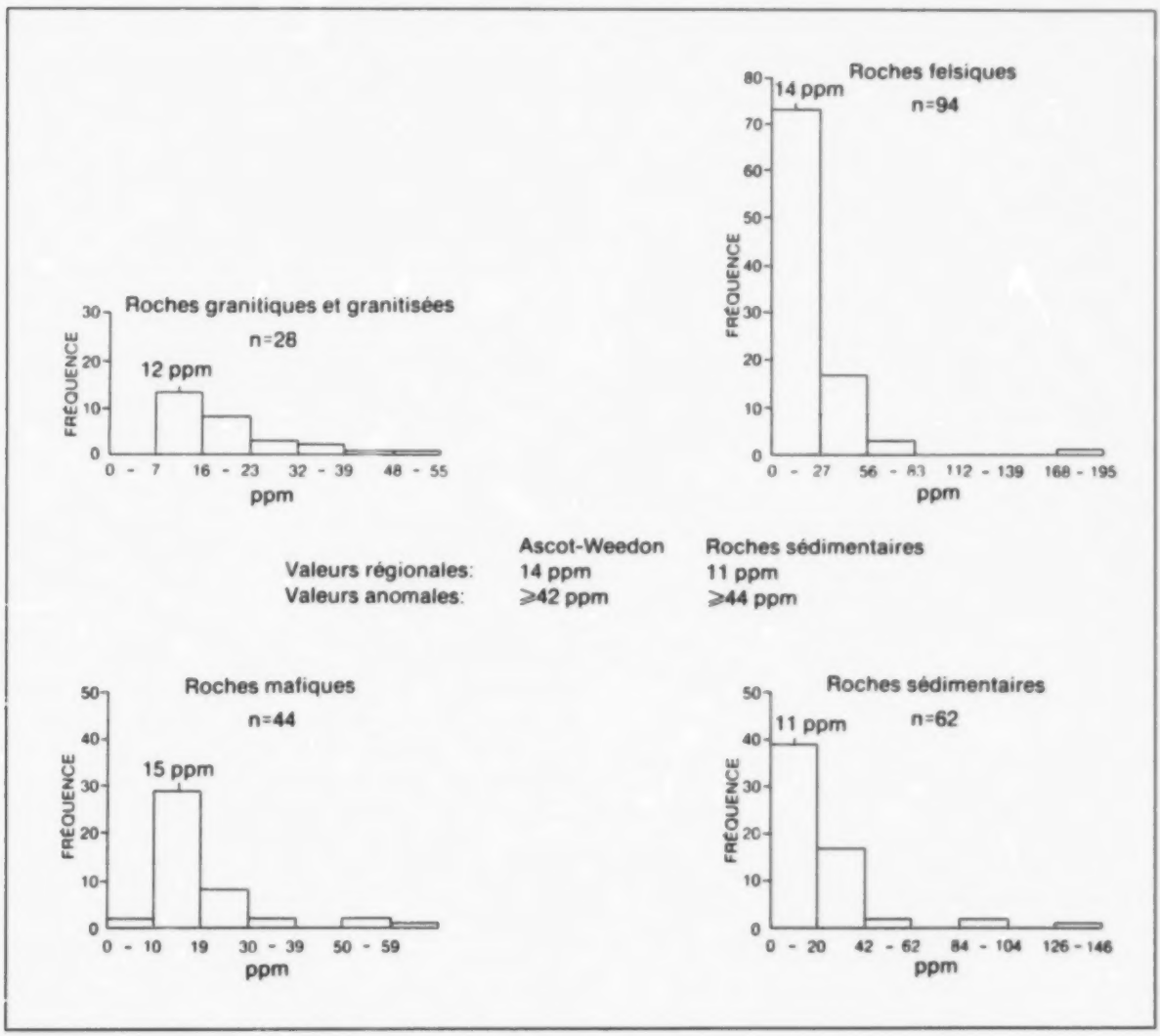


FIGURE 42 - Histogrammes des valeurs du plomb dans les sédiments de ruisseau pour la Formation d'Ascot-Weedon et les roches sédimentaires environnantes.

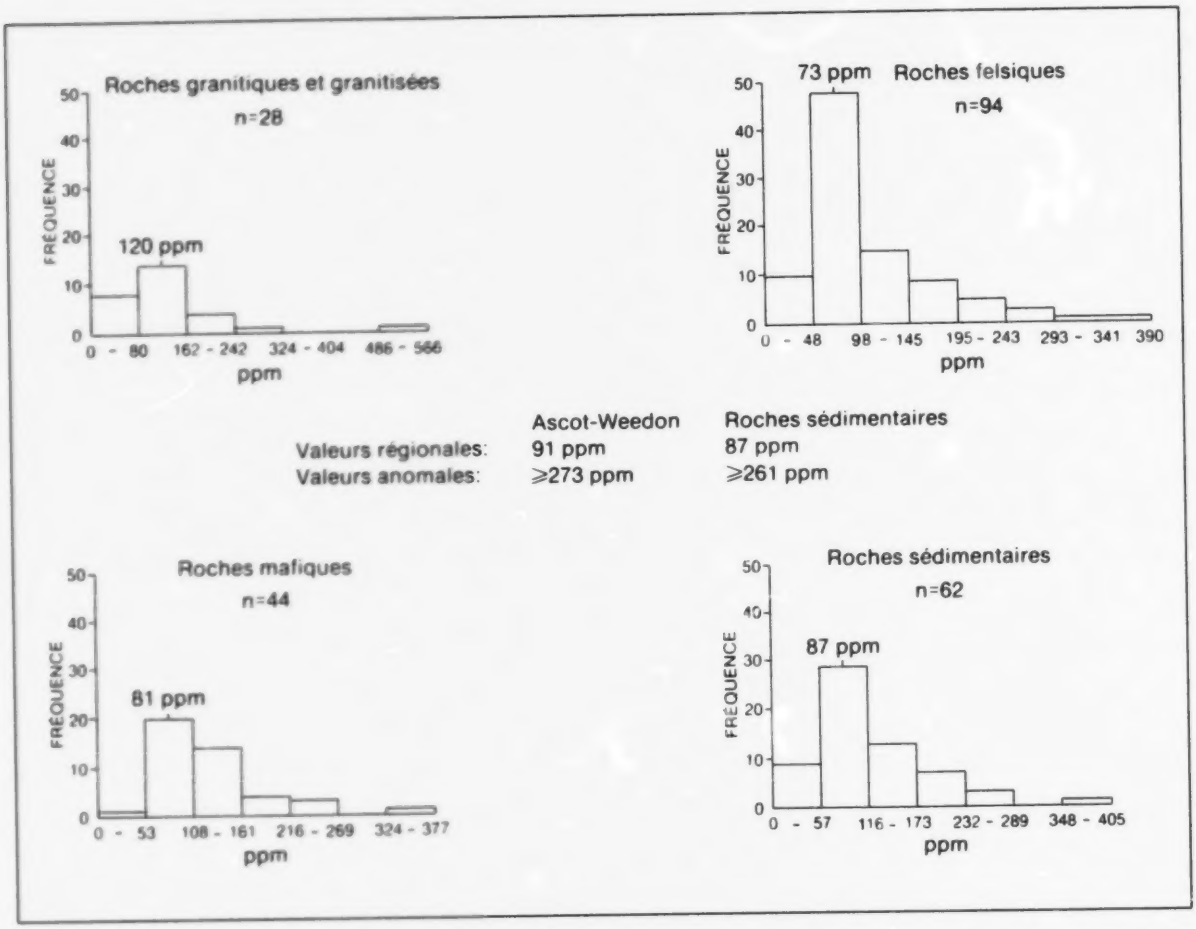


FIGURE 43 - Histogrammes des valeurs du zinc dans les sédiments de ruisseau pour la Formation d'Ascot-Weedon et les roches sédimentaires environnantes.

contaminé) et de 28 ppm (tufs felsiques probablement granitisés) ne présentent pas un grand intérêt (figure 44).

Il est surprenant de constater que les valeurs anomales en Co de 45 à 66 ppm dans les roches felsiques de l'Ascot-Weedon sont comparables, et même inférieures, à celles trouvées dans les grès lithiques et tufacés de la Formation de Lambton (50, 67 et 74 ppm) (figure 45).

Les données précédentes, bien que limitées à une étude préliminaire de 5 éléments, démontrent que la région est propice à la prospection géochimique. Les valeurs en Cu surtout, concentrées dans les structures anticlinales de roche verte granitisée, sont de beaucoup les plus intéressantes de la région et mériteraient d'être l'objet d'une attention plus particulière que celle présentée ici. Les données relativement élevées, observées dans les grès lithiques et tufacés de la Formation de Lambton (4) sont sans doute dues aux nombreux niveaux de conglomérat à blocs (4c), dont la majorité des clastes provient de la Formation d'Ascot-Weedon.

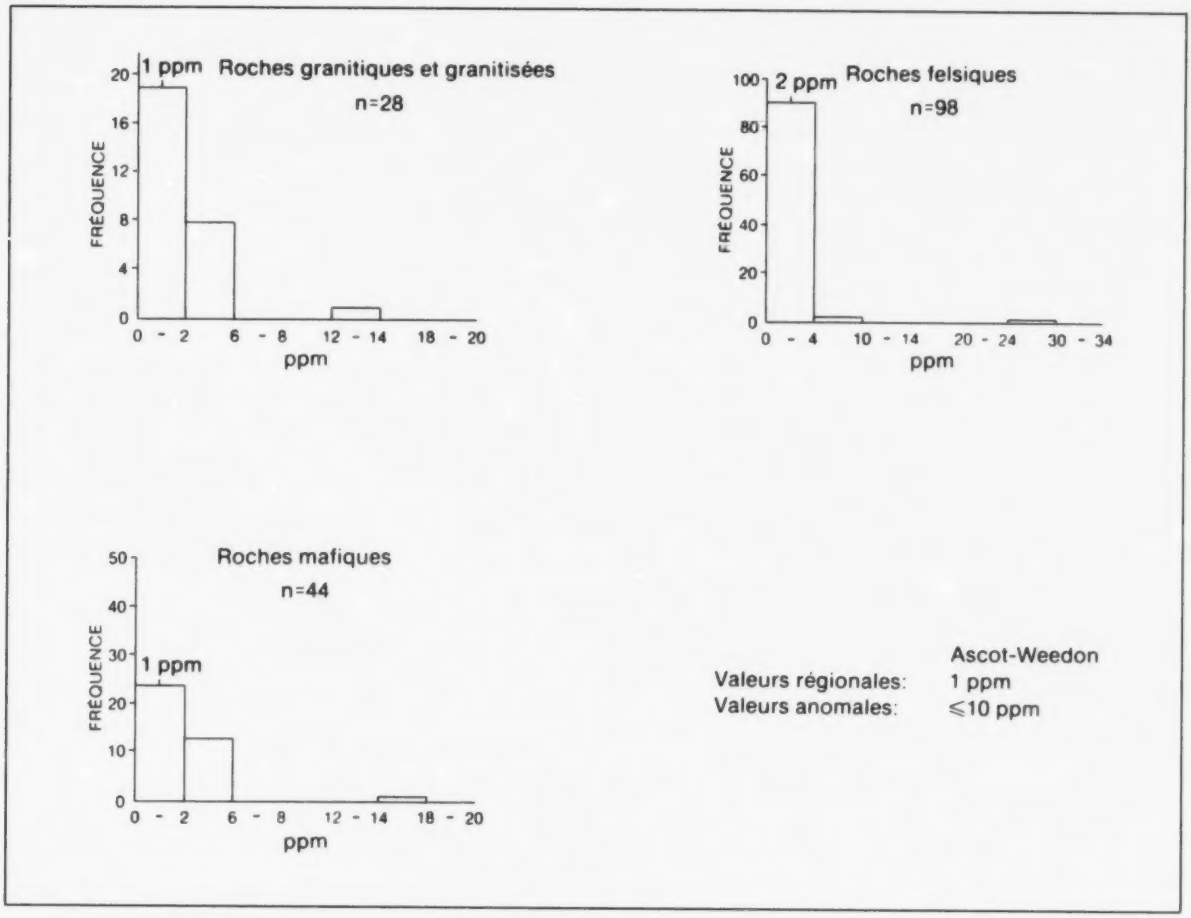


FIGURE 44 - Histogrammes des valeurs du molybdène dans les sédiments de ruisseau pour la Formation d'Ascot-Weedon.

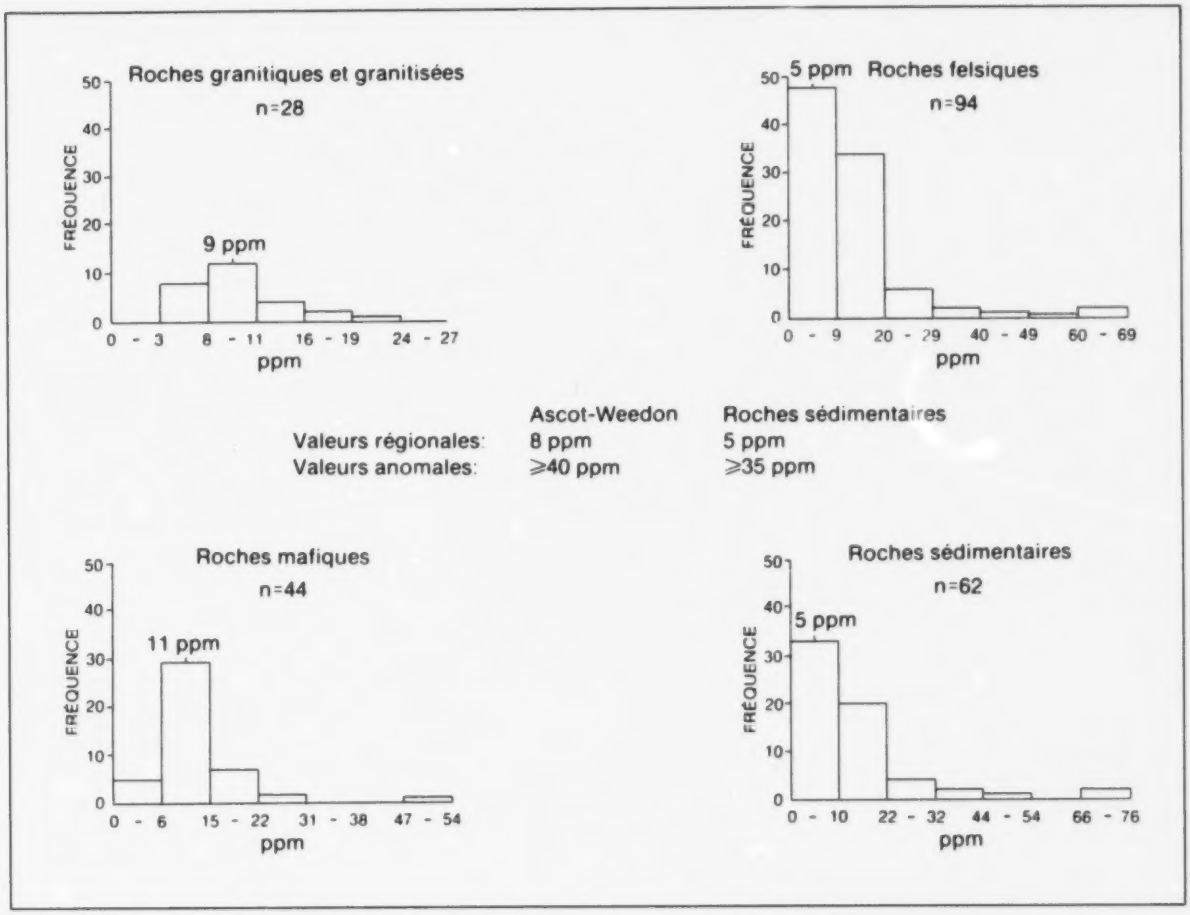


FIGURE 45 - Histogrammes des valeurs du cobalt dans les sédiments de ruisseau pour la Formation d'Ascot-Weedon et les roches sédimentaires environnantes.

Références

ALSAC, C., LAMARCHE, R., et LATULIPPE, M. 1974. Pétrographie et géochimie de quelques formations volcaniques minéralisées de l'Abitibi et des Appalaches (Québec, Canada). Bureau de recherches géologiques et minières (Paris), rapport 74 RME 048 A 0, 44 p.

BAER, A.J. 1961. Structural analysis of Appalachian structures in the Memphremagog area. Seminars in Tectonics, McGill University.

BANCROFT, J.A. 1915. The copper deposits of the Eastern Townships of the Province of Québec. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries du Québec, Service des Mines.

BIRD, J.M., and DEWEY, J.E. 1970. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geological Society of America Bulletin, **81**, pp. 1031-1060.

BOUCOT, A.J., et DRAPEAU, G. 1968. Roches silurodévoniennes du lac Memphrémagog et roches équivalentes dans les Cantons de L'Est. Ministère des Richesses naturelles du Québec, ES-1, 46 p.

BURTON, F.R. 1933. Geology of the Lake Aylmer area and its vicinity. Ph.D. thesis, McGill University, Montreal.

CADY, W.M. 1960. Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Quebec. Geological Society of America Bulletin, **71**, pp. 531-576.

_____1967. Geosynclinal setting of the Appalachian Mountains in southeastern Quebec and northwestern New England. Royal Society of Canada, Special Publication 10, pp. 57-68.

_____1969. Regional tectonic synthesis of northwestern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Memoir 120, 181 p.

CANN, J.R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth and Planetary Science Letters, **10**, pp. 7-11.

CHALMERS, R. 1897. Rapport sur la géologie de surface et les dépôts aurifères du sud-est de Québec. Commission géologique du Canada, rapport annuel, **10**, partie J.

CHAYES, F. 1964. A petrographic distinction between Cenozoic volcanic in and around the open oceans. Journal of Geophysical Research, **69**, pp. 1573-1588.

CHAYES, F. and VELDE, D. 1965. On distinguishing basaltic lavas of circumoceanic and oceanic-island type by means of discriminant functions. American Journal of Science, **263**, pp. 206-222.

COOKE, H.C. 1948. Dudswell Sheet. Geological Survey of Canada, Map 908A.

_____1950. Geology of a southwestern part of the Eastern Townships of Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 257, 142 p.

COOKE, H.C., and CLARK, T.H. 1937. Thetford, Disraeli, and eastern half of Warwick map-areas, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 211.

DE RÖMER, H.S. 1975. Région du lac Massawippi, comté d'Orford. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-272, 22 p.

_____1976. Région de la baie Fitch, comté d'Orford. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-343, 23 p.

_____1980. Région de Baie Fitch - Lac Massawippi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, RG-196, 59 p.

_____1981. Géologie de la partie sud des monts Stoke. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-822, 31 p.

DOLL, C.C. 1951. Geology of the Memphremagog Quadrangle and the south-eastern portion of the Irasburg Quadrangle, Vermont. Vermont Geological Survey, Bulletin No. 3, 43 p.

DOOLAN, B.L., GALE, M.H., GALE, P.N. and HOAR, R.S. 1982. Geology of the Quebec Re-entrant: Possible Constraints from early Rifts and the Vermont-Quebec Serpentine Belt. *In* Major-Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians. *Edited by* P. St-Julien and J. Béland. Geological Association of Canada, Special Paper 24, pp. 87-115.

DOSTAL, J. and STRONG, D.F. 1983. Trace-element mobility during low-grade metamorphism and silicification of basaltic rocks from Saint John, New Brunswick. Canadian Journal of Earth Sciences, **20**, pp. 431-435.

DOUGLAS, G.V. 1941. Eustis Mine area, Ascot township, Quebec. Quebec Bureau of Mines, Geological Report No. 8.

DRESSER, J.A. 1902. On the copper-bearing volcanic rocks in the Eastern Townships of the Province of Quebec. American Journal of Science, 4th ser., **14**, pp. 43-48.

DUQUETTE, G. 1960a. Région de Weedon, districts électoraux de Wolfe et Compton. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP-416, 9 p.

_____1960b. Région de Gould, districts électoraux de Wolfe et de Compton. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP-432, 10 p.

_____1961a. Région de lac Aylmer, comtés de Wolfe et de Frontenac. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-457, 13 p.

_____1961b. Geology of the Weedon Lake area and its vicinity, Wolfe and Compton counties, Quebec. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 308 p.

ELLS, R.W. 1887. Rapport sur la géologie d'une portion des Cantons de l'Est. Commission géologique du Canada, 2, partie J, 74 p.

FISHER, R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin, 72, pp. 1409-1414.

_____1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Science Review, 1, pp. 287-298.

GELINAS, L., BROOKS, C., PERRAULT, G., CARIGNAN, J., TRUDEL, P. and GRASSO, F. 1976. Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-426, 49 p.

GELINAS, L., LAJOIE, J., BOUCHARD, J., SIMARD, A., VERPAELST P., et GAUTHIER, N. 1982. Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-847, 45 p.

GOUDGE, M.F. 1935. Limestones of Canada. Canada Mines Branch, Publication No. 755, Part III.

HARRON, G.A., 1976. Métallogénèse des gîtes de sulfures des Cantons de l'Est. Ministère des Richesses naturelles du Québec, ES-27, 42 p.

HAWLEY, J.E. 1945. The Aldermac-Moulton Hill deposit, Eastern Townships, Québec. Transactions, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, **48**, pp. 367-401.

HUTCHINSON, R.S. 1980. Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution. *In* The Continental Crust and Its Mineral deposits. *Edited by* D.W. Strangway. Geological Association of Canada, Special Paper 20, pp. 660-684.

HYNES, A. 1976. Magmatic affinity of Ordovician volcanic rocks in northern Maine, and their tectonic significance. American Journal of Science, **276**, pp. 1208-1224.

_____1980. Carbonatization and Mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation Metabasalts, SE Québec. *In* Contributions to Mineralogy and Petrology, No. 75, pp. 79-87.

_____1981. On the tectonic setting of Ordovician volcanic rocks from northern Maine. American Journal of Science, **281**, pp. 545-552.

LAMARCHE, R.Y. 1965. Géologie de la région de Sherbrooke. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 291 p.

_____1967. Géologie de la région de Beauvoir—Ascot-Corner, comtés de Sherbrooke, de Richmond et de Compton, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP-560, 18 p.

_____1970. Effects of refolding on the location and shape of stratabound sulphide deposits in the Ascot metavolcanics of the Eastern Townships, Québec. Mineralogical Association of Canada, Program and Abstracts, pp. 32-33.

_____1972. Géologie structurale de la région de Sherbrooke. Congrès géologique international, XXIV, livret-guide, excursion B-05, 17 p.

_____1980. Métallogeny of the volcanogenic stratabound sulphide deposits of the Canadian Appalachians. Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada. Program and Abstracts, Dalhousie University, p. 67.

LAMARCHE, R.Y., and ST-JULIEN, P. 1969. Structural Geology of the Sherbrooke area; Guidebook for excursion No. 4, 5, 7 and 8A. Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Montréal, pp. 83-87.

LAVERDIÈRE, J.W. 1936. Géologie des environs de Marbleton, Canton de Dudswell, comté de Wolfe. Bureau des Mines du Québec, rapport annuel 1935, partie D, pp. 33-44.

LE MAÎTRE, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. Journal of Petrology, **17**, pp. 589-637.

LOGAN, W.E. (Sir) 1863. Geology of Canada. Geological Survey of Canada, Report of Progress to 1863, 983 p.

MARLEAU, R.A., 1968. Région de Woburn—Mégantic-Est—Armstrong. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-131, 60 p.

MATSUKUMA, T., and HORIKOSHI, E. 1970. Kuroko deposits in Japan, a review. *In* Volcanism and ore genesis. *Edited by* Tatsumi. University of Tokyo Press, pp. 153-179.

MCGERRIGLE, H.W. 1936. Gold placer deposits of the Eastern Townships. Quebec Bureau of Mines, Annual Report for 1935, Part E, pp. 1-62.

MIYASHIRO, A. 1975. Island arc volcanic rock series: a critical review. Pétrologie, **1**, pp. 177-187.

OBALSKI, J. 1908. Gold in the Eastern Townships of the Province of Quebec. Canadian Mining Institute Journal, **11**, pp. 250-255.

PEARCE, J.A. and CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined by using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, **19**, pp. 290-300.

POOLE, W.H. 1980. Rb-Sr age study of the Moulton Hill granite, Sherbrooke area, Quebec. In Rb-Sr and U-Pb Isotopic age studies. Current Research, Part C. Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, pp. 185-189.

ROBINSON, S.D., and FYSON, W.K. 1976. Fold structures, southern Stoke Mountain area, Eastern Townships, Québec: Taconic or Acadian? Canadian Journal of Earth Sciences, **13**, pp. 66-74.

SANGSTER, D.F. 1979. A review of Appalachian stratabound sulphide deposits in Canada. IGCP Project 60 on the correlation of Caledonian stratabound sulphides, p. 27.

_____1980. Quantitative characteristics of volcanogenic massive sulphide deposits. Canadian Institute of Mining Bulletin, February, pp. 72-81.

SAUVÉ, P., CLOUTIER, J.P., et GENOIS, G. 1972. Gisements de métaux usuels du sud-est du Québec. Congrès géologique international, XXIV, livret-guide, excursion B-07, 26 p.

SCOTT, S.D. 1980. Geology and structural control of Kuroko-type massive sulphide deposits. In The Continental Crust and its Mineral Deposits. *Edited by* D.W. Strangway. Geological Association of Canada, Special Paper 20, pp. 706-721.

SELWYN, A.R.C. 1882. Notes sur la géologie de la partie sud-est de la province de Québec. Commission géologique du Canada, rapport de progrès pour 1880-81-82, partie A, 12 p.

ST-JULIEN, P. 1963a. Région de St-Élie d'Orford, comtés de Sherbrooke et de Richmond. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP-492, 14 p.

_____1963b. Géologie de la région d'Orford—Sherbrooke. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 316 p.

_____1970a. Carte géologique de la région d'Orford—Sherbrooke. Ministère des Richesses naturelles du Québec, carte n° 1619.

_____1970b. Géologie de la région de Disraeli (moitié-est). Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP-587, 23 p.

_____1972. La tectonique Appalachienne dans les Cantons de l'Est de la Province de Québec. Congrès géologique international, XXIV, livret-guide de l'excursion B-21, 22 p.

ST-JULIEN, P., et LAMARCHE, R.Y. 1965. Géologie de la région de Sherbrooke, comté de Sherbrooke, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP-530, 36 p.

ST-JULIEN, P., and HUBERT, C. 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. American Journal of Science, 275-A, pp. 337-362.

ST-JULIEN, P., HUBERT, C., and WILLIAMS, H. 1976. The Baie Verte - Brompton line and its possible tectonic significance in the northern Appalachians. Geological Society of America, Abstracts with Programs, No. 8, pp. 259-260.

ST-JULIEN, P., SLIVITSKY, A., and FEININGER, T. 1983. A deep Structural Profile across the Appalachians of Southern Quebec. *In* Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains. *Edited by* R.D. Hatcher jr, H. Williams and I. Zietz. Geological Society of America, Memoir 158, pp. 103-111.

SUN, S.S., and NESBITT, R.W. 1978. Petrogenesis of Archaen ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. Contributions to Mineralogy and Petrology, **65**, pp. 301-325.

VALIQUETTE, G., MELLINGER, M., et GAGNON, Y. 1980. Lithogéochimie des roches volcaniques de la région de Normétal. Ministère de l'énergie et des Ressources du Québec, DPV-710, 90 p.

VALLANCE, T.G. 1974. Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. Journal of Petrology, **15**, pp. 79-96.

WANLESS, R.K., STEVENS, R.D., LACHANCE, G.R. and EDMONDS, C.M. 1968. Age determination and geological studies K-Ar isotopic ages, Report 8. Geological Survey of Canada, Paper 67-2, Part A, 141 p.

WILLIAMS, H. 1978. Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen. Memorial University of Newfoundland, Map No. 1.

_____1979. Appalachian Orogen in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, **16**, pp. 792-807.

WILLIAMS, H., KENNEDY, M.J., and NEALE, E.R.W. 1972. The Appalachian Structural Province. *In* Variations in Tectonic Styles in Canada. *Edited by* R.A. Price and R.J.W. Douglas. Geological Association of Canada, Special Paper 11, pp. 181-261.

_____1974. The North-eastward Termination of the Appalachian Orogen. *In* The Ocean basins and Margins **2**. *Edited by* A.E.M. Nairn and F.G. Stehli. Plenum Press, New York, pp. 79-123.

WILLIAMS, H., and ST-JULIEN, P. 1978. The Baie Verte - Brompton Line in Newfoundland and regional correlations in the Canadian Appalachians. Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, pp. 225-229.

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES